

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geomorfología y Geotectónica



TESIS DOCTORAL

**Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus
relaciones con la cuenca del Tajo**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Alfredo Pérez-González

Madrid, 2015

Alfredo Pérez González

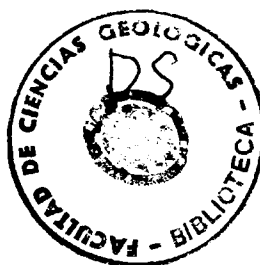
551.782
PER

BIBLIOTECA UCM



5300858483

NEOGENO Y CUATERNARIO DE LA LLANURA MANCHEGA
Y SUS RELACIONES CON LA CUENCA DEL TAJO



Departamento de Geomorfología y Geotectónica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1982

R.2.972

Colección Tesis Doctorales. Nº 179/82

© Alfredo Pérez González
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1982
Xerox 9200 XB 480
Depósito Legal: M-24234-1982

X-53-024287-6

Existe un ejemplar original de esta Tesis Doctoral en el Archivo General Universitario, Noviciado, 3, Madrid-8, para su consulta; en él se pueden apreciar con mayor detalle los gráficos, láminas, mapas y demás partes de la misma.

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE GEOLOGIA

NEOGENO Y CUATERNARIO DE LA
LLANURA MANCHEGA Y SUS RELACIONES
CON LA CUENCA DEL TAJO

PONENTE: PROF. DR. EDUARDO ALASTRUE Y CASTILLO
CATEDRATICO DE GEODINAMICA EXTERNA
DIRECTOR: PROF. DR. EMILIANO DE AGUIRRE
ENRIQUEZ
CATEDRATICO DE PALEONTOLOGIA

A MIS PADRES, A MI FAMILIA Y A TO
DOS AQUELLOS QUE CON SU ESFUER—
ZO Y DESINTERES ME HAN AYUDADO A
A LA REALIZACION DE ESTE TRABAJO.

PROLOGO

A finales del año 1975 nos planteamos la realización de este trabajo que ahora, cinco años después, presentamos como Tesis doctoral. Personalmente ha representado un gran esfuerzo. No es fácil fuera de los ambientes universitarios, mantener una línea continua investigadora. El profesional sujeto a múltiples requerimientos de la industria o de la sociedad, tiene que dispersar su actividad en muchas ramas de la ciencia o de la técnica.

El factor tiempo y el económico condicionan extraordinariamente la realización de trabajos al margen de la actividad "normal". Por eso esta Tesis ha sido estructurada, por efectividad, en función de esos dos condicionantes. La redacción del texto la hemos realizado, en palabras llanas, donde hemos podido y consecuentemente en condiciones diversas. Esperamos, sin embargo, no haber perdido excesivamente el hilo argumental.

Es evidente que sin la ayuda y consejos de muchos compañeros este estudio no podría haberlo finalizado. Sean las siguientes líneas de agradecimiento para ellos.

A mis buenos amigos Pepe Hernández Urroz y Emilio Ellzaga Muñoz por las largas campañas de campo que juntos hemos realizado por la Llanura manchega y Campo de Montiel. También a Manolo Hoyos por su perspicacia y buena vista en el descubrimiento de yacimientos prehistóricos y las dunas arrosa-

riadas del glacis de Socuéllamos. A Nieves López por su interés en buscar, aun que no los hubiera, micromamíferos en facies inverosímiles.

Agradecer a Emiliano Aguirre, Ana Mazo, Jorge Morales y a María Teresa Fernández Marrón la clasificación de la escasa fauna y flora encontrada.

No puedo olvidar a Trinidad Aleixandre y Asunción Pinilla, y a su — equipo de colaboradores, que con dedicación y desinterés han realizado los — análisis mineralógicos de todas las muestras y muchos granulométricos. A la Cátedra de Química de E.T.S.I.M. de Madrid por sus análisis geoquímicos de rocas, en especial a su titular Prof. Dr. Emilio Llorente Gómez y a Ramón García Fernández. Al Departamento de Estratigrafía de Oviedo por sus difractometías de R.X y a María Teresa Ruiz por sus análisis petrológicos de calizas.

Las referencias litológicas de los sondeos las debo a la amabilidad de los directores de los Departamentos de Aguas, del Servicio Geológico de Obras Públicas y del Instituto Geológico y Minero que me permitieron consultar sus archivos.

La industria lítica ha sido estudiada, y también en ocasiones recolectada, por Manuel Santonja y María de los Angeles Querol, a quienes tengo que agradecer mi reciente interés por los problemas de la Prehistoria.

Muchos otros amigos me han aportado noticias bibliográficas concretas o han discutido conmigo asuntos de interés común. Recuerdo especialmente a —

III.

Juan Gallardo, Jean Vaudour, Luis Sánchez de la Torre, Caridad Zazo, José Luis Goy, Eloy Molina, Mateo Gutierrez Elonza, Javier Pedraza, Margarita Díaz y — Francisco Abbad.

La delineación de buena parte de los dibujos y de los mapas fuera de texto, han sido realizados amistosamente por Fernando Rabadan, con quien he - mantenido largas horas de tablero desde hace muchos años. Te doy las gracias , que hago extensivas a Isidoro Blazquez, Profesor y responsable de la Cátedra de Dibujo y Geometría Descriptiva de la E.T.S.I.M. de Madrid. En la ardua tarea - de la delineación también han colaborado Fernando Pérez Moras y Julio López Ro - mano.

La mecanografía la ha realizado María Teresa Navaio, con la alegría, - eficacia y prontitud que la caracterizan.

No queremos acabar estas líneas sin expresar nuestro reconocimiento al Profesor Bermudo Meléndez por la ayuda que siempre nos ha prestado y agradecer vivamente al Profesor Eduardo Alastrué el haber aceptado ser ponente de esta - Tesis Doctoral. Finalmente quiero dar las gracias a mi Director de Tesis Profe - sor Emiliano Aguirre, al que me unen tantos lazos de amistad.

IV.

INDICE

Pág

I. INTRODUCCION GENERAL

1.1. DELIMITACION DE LA ZONA.....	I-1
1.2. LA MANCHA UNA REGION NATURAL DE LIMITES POCO PRECISOS	I-5
1.3. COMENTARIOS A LA LITERATURA PRECEDENTE.....	I-13
1.4. OBJETO Y METODO	I-16

II. METEOROLOGIA Y CLIMA

2.1. RADIACION, INSOLACION Y NUBOSIDAD.....	II-1
2.2. TEMPERATURA	II-6
2.3. HELADAS	II-17
2.4. PRECIPITACION	II-18
2.5. PRESION ATMOSFERICA Y VIENTOS	II-26
2.6. HUMEDAD Y EVAPORACION.....	II-34
2.7. CLASIFICACIONES CLIMATICAS	II-39
2.8. RESUMEN DE LOS VALORES DE LOS ELEMENTOS CLIMATOLOGICOS	II-44

III. EL MARCO GEOLOGICO

3.1. PALEOZOICO DE LA MESETA.....	III-1
3.2. TRIASICO	III-4
3.3. JURASICO	III-5
3.4. CRETACICO	III-10
3.5. LAS SERIES CONTINENTALES TERCIARIAS DE LA MESA MANCHEGA	III-21
3.6. SUMARIO	III-24

IV. EL NEOGENO SUPERIOR

4.1. LA CUENCA TERCIARIA DEL JUCAR	IV-1
4.2. EL NEOGENO DE LA ZONA CENTRAL Y ORIENTAL DE LA LLANURA MANCHEGA	IV-42
4.3. LAS CALIZAS TRAVERTINICAS DE EL PANTANO DE PEÑARROYA.	IV-66
4.4. CAMPOS DE CALATRAVA Y LLANURA MANCHEGA OCCIDENTAL.....	IV-71
4.5. LAS SERIES ROJAS PLIOCENAS DE LA MESA DE OCAÑA. EL YACIMIEN TO PALEONTOLOGICO DE LA PUEBLA DE ALMORADIER.....	IV-80
4.6. EDAD Y CORRELACIONES.....	IV-101

V. SUPERFICIES Y GLACIS

5.1. DEPRESION DE CASTILLA LA NUEVA: LA ALCARRIA, MESA DE COLMENAR Y MESA DE OCAÑA.....	V-1
---	-----

	<u>Pág</u>
5.2. PLATAFORMA EXTERNA DE MONTES DE TOLEDO Y VALLE DEL TAJO	V-16
5.3. LLANURA MANCHEGA	V-37
5.4. LA PLATAFORMA MORFOESTRUCTURAL DE CAMPO DE MONTIEL	V-48
5.5. EVOLUCION, EDAD Y CORRELACIONES.....	V-54
 VI. <u>EL CUATERNARIO: DEPOSITOS Y YACIMIENTOS</u>	
6.1. LAS TERRAZAS	VI-1
6.2. EL SISTEMA DE CAMPO DE MONTIEL.....	VI-82
6.3. LAS DUNAS INTERIORES Y LAS ARENAS DE ORIGEN EOLICO	VI-94
 VII. <u>GENESIS DEL RELIEVE CUATERNARIO</u>	
7.1. CLASIFICACION MORFOGENETICA	VII-2
7.2. LA ACCION FLUVIAL.....	VII-13
7.3. LA ACCION EOLICA	VII-66
7.4. DEPRESIONES INTERIORES Y FORMAS KARSTICAS	VII-100
 VIII. <u>ENSAYO DE SINTESIS EVOLUTIVA. CONCLUSIONES GENERALES</u>	
8.1. LA EVOLUCION PRE-NEOGENO SUPERIOR	
8.2. EL NEOGENO SUPERIOR	
8.3. LA EVOLUCION CUATERNARIA	
 IX. <u>BIBLIOGRAFIA</u>	
X. <u>APENDICE FOTOGRAFICO</u>	

PLANOS FUERA DE TEXTO

Fig. A. MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA LLANURA MANCHEGA ORIENTAL.

Fig. B. MAPA GEOMORFOLOGICO DE UN SECTOR DE LA LLANURA MANCHEGA
COMPRENDIDO ENTRE SAN CLEMENTE Y SOCUELLAMOS.

Fig. C. MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA LLANURA MANCHEGA CENTRAL.

LEYENDA DE LOS MAPAS A, B y C.

Fig.V-8. ESQUEMA GEOMORFOLOGICO DE UN SECTOR DE LA PLATAFORMA
MORFOESTRUCTURAL DE CAMPO DE MONTIEL.

Fig.V-6. MAPA GEOMORFOLOGICO DE UN SECTOR DE LA LLANURA MANCHEGA
ENTRE EL PANTANO DE LOS MULETEROS Y CAMPO DE CRIPTANA.

CAPITULO I

INTRODUCCION GENERAL

INDICE

	<u>Pág</u>
1.1. DELIMITACION DE LA ZONA	I-1.
1.2. LA MANCHA UNA REGION NATURAL DE LIMITES POCO PRE- CISCOS.....	I-5
1.2.1. La Llanura manchega	I-8
1.3. COMENTARIOS A LA LITERATURA PRECEDENTE	I-13
1.4. OBJETO Y METODO	I-16

CAPITULO I

INTRODUCCION GENERAL

1.1. DELIMITACION DE LA ZONA

Hemos centrado nuestro interés en un territorio situado en los confines surorientales de la Submeseta meridional (Figs. 1 y 3). Las fronteras establecidas para este trabajo están, en muchos segmentos, claramente diferenciadas. Al Este hemos optado por un límite natural: la profunda entalladura del río Júcar en las series pliocenas, entre El Picazo al Norte y Fuensanta al Sur. El borde septentrional está marcado de oriente a occidente, por las plataformas mesozoicas de Tebar-Sisante, anticlinal jurásico de San Clemente, las estribaciones más meridionales de la Sierra de Altomira (El Provencio, Las Mesas, Pedro Muñoz, Campo de Criptana y Alcazar de San Juan), y finalmente el espolón más oriental de Montes de Toledo (Sierra de el Navajo).

Al Oeste la traza es más imprecisa y claramente convencional. Sería una línea que pasaría próxima a Villarta de San Juan, desde la margen izquierda de la Sierra de el Navajo, y que oblicuamente alcanzaría Argamasilla de Alba y el pie de Campo de Montiel que por otra parte, nos ha servido de perfecta divisoria meridional.

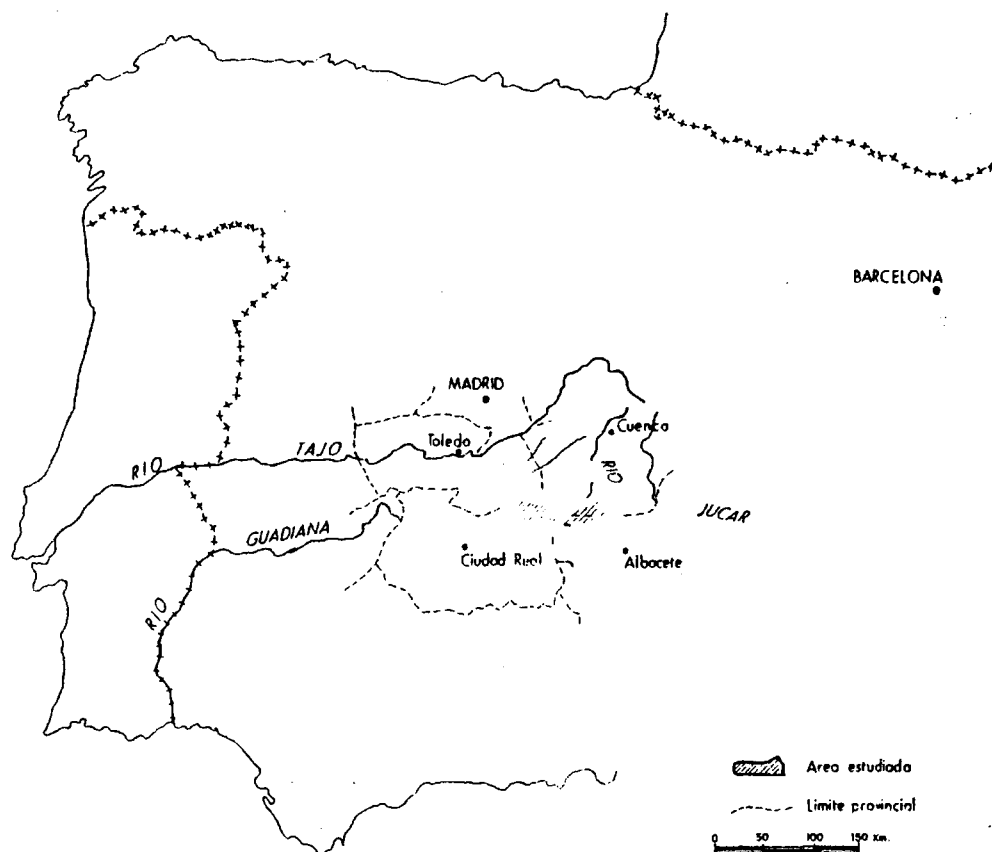


FIG.I-1.-LOCALIZACION EN LA PENINSULA IBERICA DEL AREA ESTUDIADA

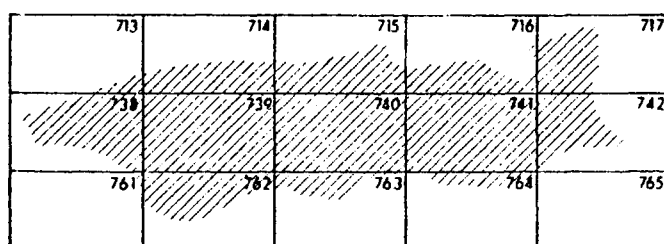


FIG.I-2.-ESQUEMA DE SITUACION DEL TERRITORIO INVESTIGADO EN LAS HOJAS TOPOGRAFICAS A ESCALA 1:50.000

La forma así encerrada tiene aspecto de un rectángulo, con un lado mayor de unos 120 km en dirección Este-Oeste, y un lado máximo, Norte-Sur, próximo a los 35 km.

Las Hojas del Mapa Topográfico que cubren la región investigada, unas parcialmente y otras en su totalidad, son:

Alcazar de San Juan (713)
Campo de Criptana (714)
El Provencio (715)
San Clemente (716)
Quintanar del Rey (717)
Villarta de San Juan (738)
La Alameda de Cervera (739)
Villarrobledo (740)
Minaya (741)
La Roda (742)
Tomelloso (762)
Sotuelamos (763)
Munera (764)

Las coordenadas geográficas que enmarcan, aproximadamente, el área estudiada son las siguientes:

39° 30' de latitud N. por el Norte.
39° 00' de latitud N. por el Sur.
2° 00' de longitud W (Greenwich Datum Europeo) por el Este.
2° 30' de longitud W (G.D.E.) por el Oeste.

Administrativamente (Fig. 3) la zona de trabajo participa, parcialmente, de tres provincias manchegas: Cuenca, Albacete y Ciudad Real. La red viaria, no muy densa, es aceptable y los núcleos de población, que son escasos,

están separados, normalmente, por grandes distancias.

1.2. LA MANCHA UNA REGION NATURAL DE LIMITES POCO PRECISOS

Los romanos llamaron Spartarium Campus a los territorios que componen las actuales provincias de Alicante, Murcia y Almería, junto con la Mancha y la Alcarria. Fueron los árabes los que nombraron Mancha*, palabra que significa "sin agua" (ma'ancha), al país situado al SE de Castilla la Nueva.

En la antigua división provincial de España del siglo XVIII, la Mancha era una extensa provincia dividida en la Mancha baja, con capital en Ciudad Real y en la Mancha alta, con capital en Ocaña. En 1833, Francisco Javier de Burgos, durante el reinado de Fernando VII, estableció una nueva división provincial del territorio, que es la vigente en la actualidad, en la cual La Mancha, como región natural, quedó repartida entre las cuatro provincias de Toledo, Cuenca, Albacete y Ciudad Real. Esta última y artificial división rompió el significado de región que hasta cierto punto tenían las antiguas provincias españolas.

Muy recientemente GARCIA-ABBAD (1975 págs. 41 a 56 y 353 a 358) ha realizado un análisis riguroso del significado morfoestructural de la submeseta meridional, tomando como pretexto la Mancha y sus límites geográficos .

* Datos recogidos de JESSEN (1930); HERNANDEZ-PACHECO, E. (1955-56); VILA - VALENTI (1978) y Nueva Enciclopedia Sopena (1955).

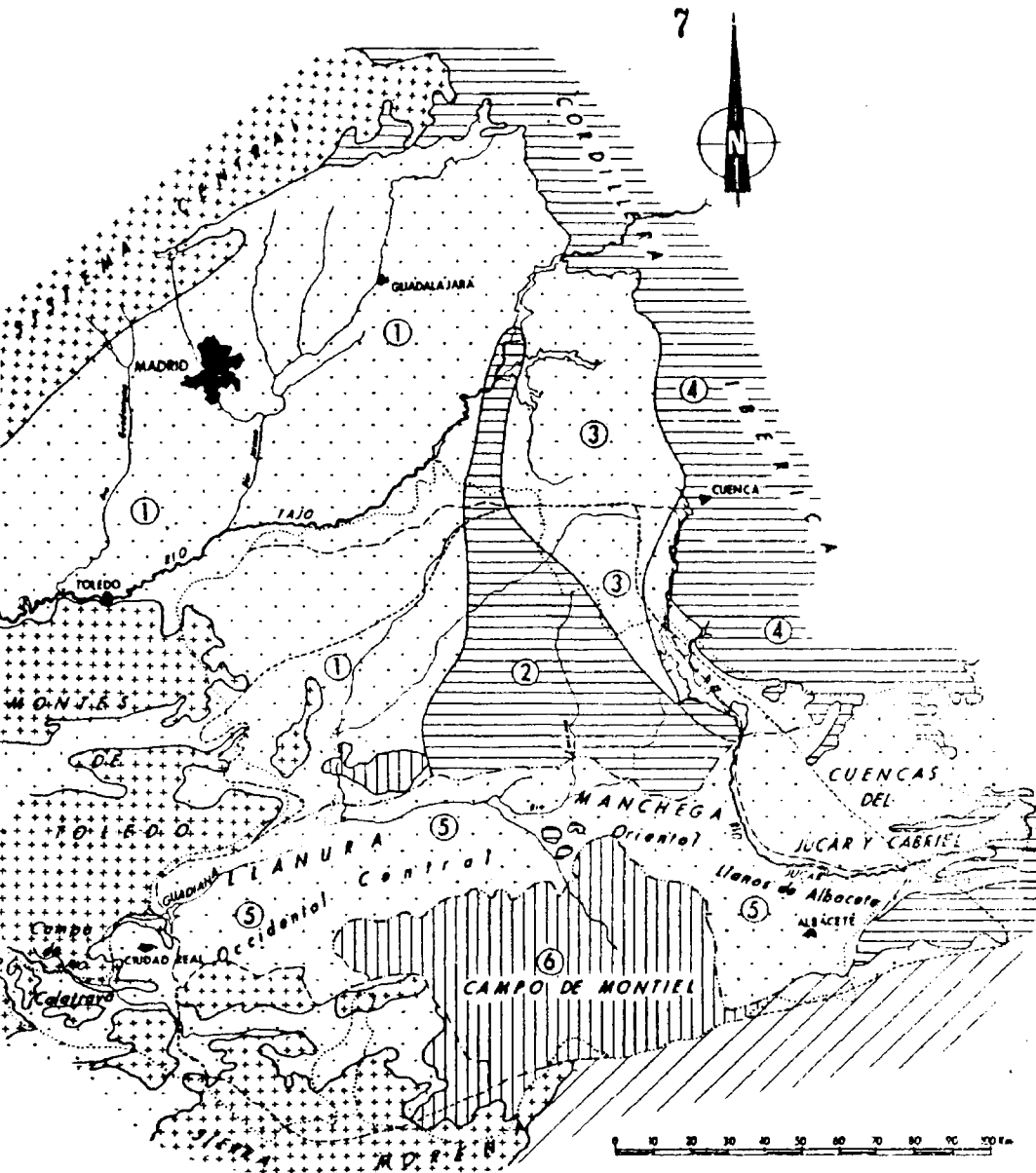
Sus conclusiones reflejadas en la página 355, fig. 84, reducen la Mancha, como unidad morfoestructural, al borde meridional de la Meseta Sur (Fig. 4) y separa dentro de ella tres subunidades que llama: Mancha occidental, Corredor manchego y Mancha oriental. De esta forma los límites convencionales de la Mancha como región natural* sufren una transformación original. Aún mostrándonos de acuerdo con el método seguido en la nueva delimitación morfoestructural efectuada, y con algunas de las conclusiones, nuestro pensamiento, por el momento, es más moderado, como consecuencia de los resultados que vamos a alcanzar en este trabajo.

Nuestra posición es la de mantener los límites clásicos (Fig. 4), de la Mancha como región natural, aunque no sean iguales entre los distintos autores, coincidiendo sin embargo con GARCIA-ABBAD en que la Mancha s.s. se descompone en varias unidades morfoestructurales. Un vivo ejemplo de esta diferenciación es Campo de Montiel (Capítulo V). Ya HERNANDEZ-PACHECO, E. (1949 p. 1), distinguía en la Mancha dos subregiones naturales, "una, la genuina -- llanura manchega, que comprendía la mayor parte. Otra, el Campo de Montiel".

Ahora tan solo nos resta justificar el término de Llanura manchega**

* Una región natural no está definida solamente por factores geológico-estructurales, morfológicos y topográficos, sino también por otros como el clima, la vegetación, la agricultura o cultivos, la fauna y el hombre (DANTIN CERECEDA, 1922 y 1942, 2ª edición); HERNANDEZ-PACHECO, E. (1955-56), REVENGA CARBONELL (1960), etc. Esta búsqueda de parámetros definitorios que modernamente podemos sincretizar en el título de un trabajo de TRICART (1979), "Paisaje y Ecología", está asimismo escuetamente expresado en el concepto de "Paisaje" de HERNANDEZ-PACHECO, E. (1955-56, o.c. p. 667, T. II), cuando lo define como "la resultante del ambiente geográfico y del medio geológico".

** Asimismo como sinónimos hemos empleado a lo largo de este trabajo: Llanura, Depresión o cuenca manchega, Corredor manchego (GARCIA-ABBAD 1975, o.c.) y Surco longitudinal Este-Oeste (LAUTENSACH, 1964)



LEYENDA

- CORDILLERA MERCINIANA**
 Terrenos precámbricos en la cordillera Herciniana y paleozoicos
- CORDILLERAS ALPÍNICAS**
 Terrenos mesozoicos y terciarios de las Cadenas intermedias
- AREAS DE PLATAFORMA**
 Áreas de cobertura mesozoica poco o nada deformada
- HERCIANAS**

- UNIDADES MORFOESTRUCTURALES**
 (DESPUES DE GARCIA-ABBAD, 1975)
- ① Depresión del Tago
 - ② Sierra de Almorá
 - ③ Depresión intermedia Almorá-Arco
 - ④ Cordillera Iberica
 - ⑤ La Mancha
 - ⑥ Campo de Montiel

LIMITES DE LA MANCHA

- Hornandes-Pacheco, E (1932)
- (1949, 1953-56)
- Leutenstach (1964, según Garcia-Abbad, 1975)
- Evensky-Carbonell (1960)
- Garcia-Abbad (1975)

FIG. I-4.- POSICION DE LA LLANURA MANCHEGA EN LA SUBMESETA MERIDIONAL
 Unidades estructurales basadas en JULIVERT y FONTBOTE (1972)
 - Límite de las unidades según el mapa formado por OLAVERRY y REY (1980 en pruebas)

utilizando en el título de este estudio y comentar algunas de las características de su paisaje.

1.2.1. La Llanura manchega

La determinamos, en principio, como una unidad fisionómica, cuya naturaleza distintiva de otras partes de la Mancha es su planitud, hasta tal extremo que son excepcionales las zonas en las cuales la diferencia de cotas, dé magnitudes superiores a los 15 - 20 m.

Conviene aclarar cuanto antes, para evitar confusiones, que para HER--NANDEZ-PACHECO, E. (oo.cc.), la Llanura manchega es la Mancha. En su "Síntesis Fisiográfica y Geológica de España", publicada en 1932, parece querer destacar, por el significado que da a algunos de sus epígrafes, una porción de terreno en globado en la Mancha que denomina Llanura manchega. Esta Llanura manchega, es la del Guadiana, Záncara, Rus, Córcoles, Azuer, etc.

Para nosotros la Llanura manchega (Fig. 4) se extiende, de Este a -- Oeste, desde el valle del río Júcar a Ciudad Real que hace frontera con Campo de Calatrava. Sus bordes Norte y Sur, están delimitados por los marcos montañosos o relieves más accidentados de Montes de Toledo, Campo de Montiel y las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira en sentido amplio.

La altitud de la Llanura manchega está comprendida entre los 776 m , al SW de El Picazo, y alrededor de los 600 m, al Oeste de Ciudad Real. Hipsomé

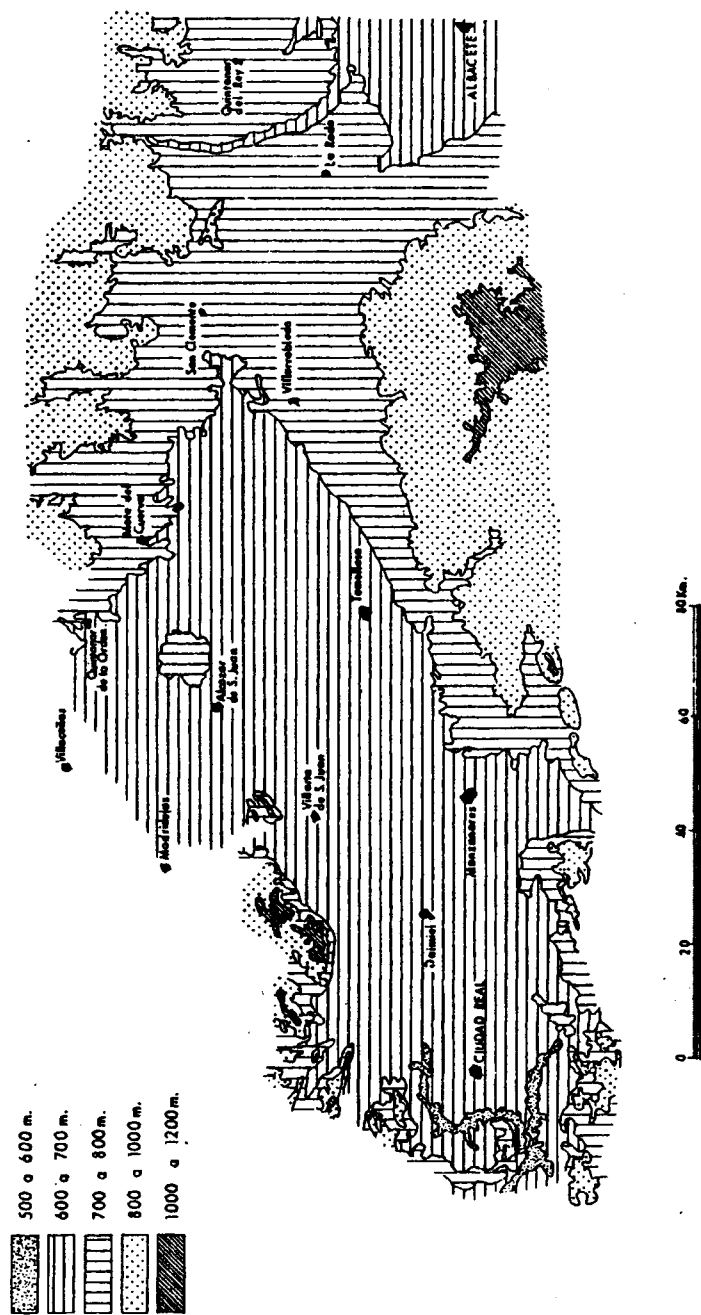


FIG. 1-5.-ESQUEMA TOPOGRAFICO DE LA LLANURA MANCHEGA Y SUS BORDES

tricamente (Fig. 5) dominan las zonas altimétricas contenidas entre las cotas de 600 a 700 m. Relieves resaltados, por encima de los 1.000 m, se encuentran en Campo de Montiel (El Bonillo) y en la terminación nororiental de Montes de Toledo.

La red hidrográfica está compuesta por escuálidas vaguadas que funcionan en régimen semipermanente o estacional, ríos Záncara, Ciguela, Rus y - Córcoles, provocando los dos primeros, por la indefinición de sus cauces, des bordamientos que originan medios palustres con abundante vegetación de carrizos y juncuales.

Otras vallonadas como los llamados ríos del Guadiana Alto, Viejo -- del Guadiana, la Cañada de lo Ancho, la Cañada de Valdelobos, la Cañada del - Verduzal, etc, son valles con flujos esporádicos que se agotan, normalmente , en el discurrir de las aguas al corazón de la Llanura.

Por último señalaremos que hemos compartimentado la Llanura manchega en tres sectores (Fig. 4). Esta división no es arbitraria y al menos dos - de ellas están plenamente justificadas, en este trabajo, por la distinta evolución estructural y geomorfológica que presentan. La tercera nace como consecuencia de la existencia de las otras dos, aunque bien es verdad que para nosotros es menos conocida.

- Suelos y vegetación

. Los tipos de suelos mejor preservados en la Llanura manchega son los horizontes K o km, de los encostramientos y costras calizas de morfología diversa. Estos horizontes están relacionados con suelos pardos, pardo rojizos y rojos, que tienen horizontes cámbicos o argílicos, o con Terra rossa relicta; se disponen preferentemente en las amplias plataformas calizas, en las terrazas de los ríos principales y en menor medida, por erosión de los horizontes, en los antiguos aluvionamientos sobre la Llanura de los ríos Guadiana y Júcar.

Los fondos aluviales actuales presentan suelos sin horizontes de diagnóstico (xerofluvents), muy a menudo con problemas de salinidad en los valles del Záncara y Ciguela. También es posible en esos lugares la presencia de suelos hidromorfos.

Las dunas y arenas de origen eólico no tienen horizontes desarrollados, son generalmente "suelos brutos", en los cuales se observa en ocasiones una pequeña liberación de sesquióxidos en las partes inferiores del perfil. La evolución de estos suelos está frenada por la naturaleza silíceo del material original.

. En cuanto a la vegetación diremos que la espontánea está reducida a escasos isleños en la Llanura manchega (Fig. 6). La agricultura intensiva de la vid y el cereal, actualmente suplantada en muchas zonas, gracias al riego

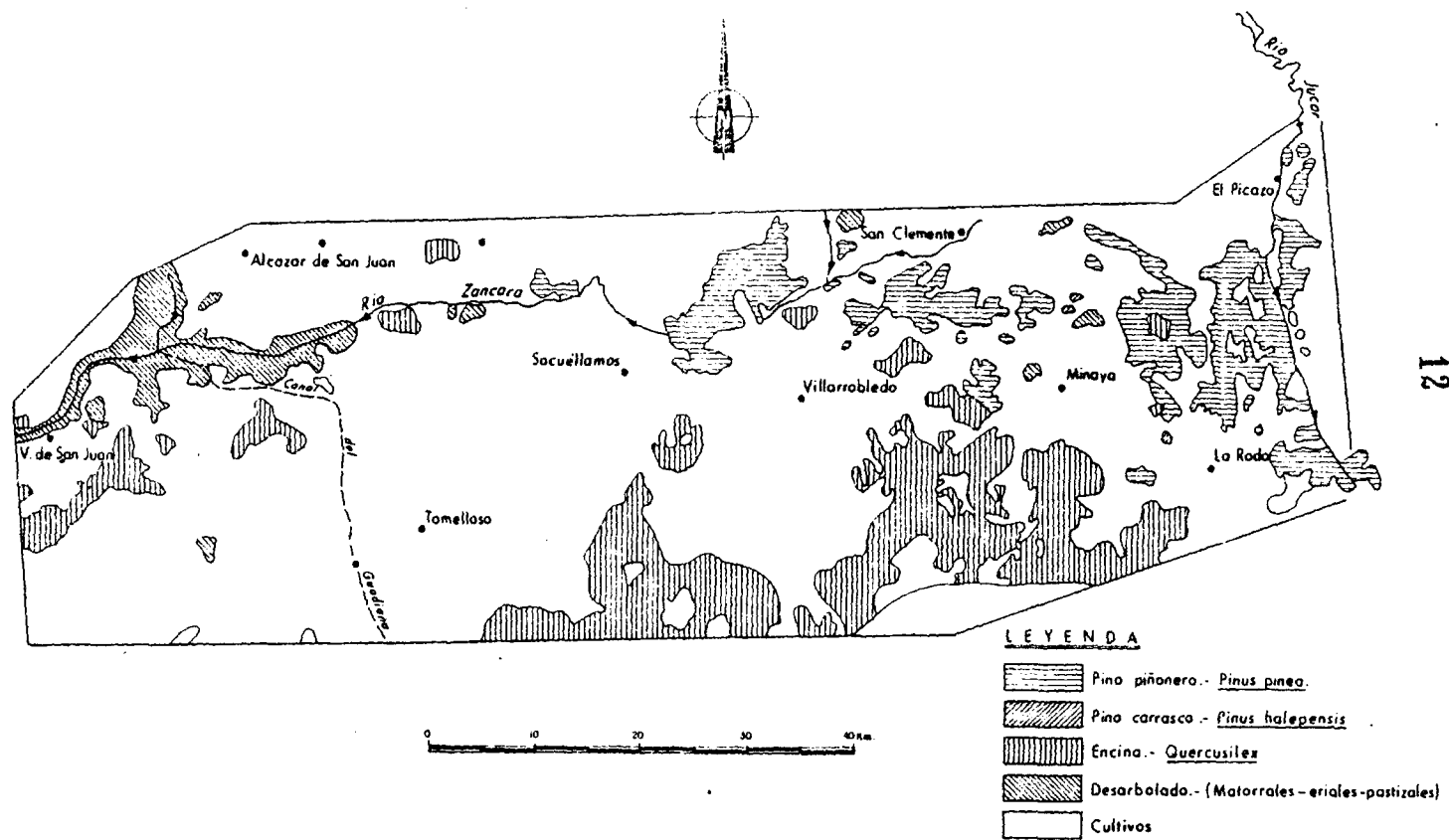


FIG. I-6 .-MAPA DE VEGETACION (Ministerio de Agricultura 1966)

go artificial, por la remolacha, alfalfa y frutales, ha ido ganando terreno al bosque mediterráneo de árboles esclerófilos representados por la encina (Quercus ilex L.). En Campo de Montiel, al menos en su borde externo, está mejor -- conservada esta asociación.

La Llanura manchega centro-oriental estaría en el presente prácticamente inarbolada, si no se hubieran repoblado artificialmente con el Pino piño nero (Pinus pinea L.), los complejos de dunas arenosas, el manto eólico y los suelos silíceos que ocupan la región estudiada entre Socuéllamos y el valle -- del río Júcar. La presencia de pequeñas manchas de Pino carrasco (Pinus hale--pensis Mill), quizás habría que referirlas a la asociación vegetal original.

Las "estepas"* de la Llanura están concentradas en la Llanura aluvial de San Juan y en la conjunción de los ríos Záncara y Ciguela. Plantas halófi-- las y gipsófilas pueblan esos fondos salinos o salitrosos. No creemos que en el pasado tuvieran mayor extensión, pero si podemos asegurar por los procesos reconocidos en esa región (ver Capítulo VII), de su permanencia en distintas -- etapas próximas a nosotros e inclusive durante todo el Holoceno.

1.3. COMENTARIOS A LA LITERATURA PRECEDENTE

En este apartado haremos tan solo unas breves alusiones a la literatura geológica, geomorfológica o geográfica de la Llanura manchega. En primer

* Sobre este problemático tema acerca del origen y extensión de las "estepas" españolas, remitimos al lector a los trabajos de WILLKOMM (1852 y 1896); REYES PROSPER (1915); HUGUET DEL VILLAR (1925); DANTIN CERECEDA (1922 y 1942 2a ed.); FONT QUER (1954); HERNANDEZ-PACHECO, E. (1955 y 56) y VAUDOUR (1979).

lugar por la escasa información que realmente se dispone de la Llanura y en segunda instancia porque, al principio de cada Capítulo o en los subapartados correspondientes, hacemos mención explícita de las aportaciones precedentes y de su significado en el contexto que estamos tratando.

Trabajos de interés, por el repaso general a la problemática de la Mancha, son los de JESSEN (1930); HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932, 1949 y 1955-56); SOLE SABARIS (1951) y LAUTENSACH (1964). El estudio de JESSEN (o.c., pág. 279 de la traducción española de GOMEZ DE LLARENA, 1946), alcanza una conclusión fundamental que es el carácter de depresión estructural, entre marcos montañosos, de la Llanura manchega. Sin embargo todos estos autores, por falta de datos concretos de la Llanura, se detienen especialmente en el origen del curso de el Guadiana o en aspectos geográficos descriptivos como el clima, la vegetación, cultivos etc, aunque no faltan referencias a la edad y constitución geológica de su suelo y al origen y evolución de la Llanura y territorios circundantes.

En la Llanura manchega occidental y Campo de Calatrava merece la pena citar, por el esfuerzo de síntesis que representa la cartografía de los afloramientos volcánicos, a HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932 a y b). Años antes HERNANDEZ-PACHECO, E. (1921), describe el yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava.

En esta zona hay que esperar hasta la década de los 70 (MOLINA, PEREZ-GONZALEZ y AGUIRRE, 1972; MOLINA, 1974 y 1975), para encontrar en la biblio

grafía nuevos datos acerca de tan importante región. El descubrimiento del ya cimiento de Las Higueruelas*, aportó mayores precisiones cronológicas en cuanto a la edad de las series volcano-detríticas de Campo de Calatrava. MOLINA - (oo.cc.) es el autor que en su Tesis Doctoral, nos dá una visión más amplia y comprensiva del volcanismo y superficies geomorfológicas plio-cuaternarias ge neradas en la cuenca manchega occidental.

En estos mismos años, pero en el otro extremo de la Llanura, URROZ y PEREZ-GONZALEZ (1974) realizan las Hojas geológicas a escala 1:50.000, 2ª - serie, de Villarrobledo (740) y Minaya (741), publicadas en 1978. Estas carto grafías geológicas fijaron los principios de evolución pliocena y cuaternaria de ese amplio sector. Un poco después GARCIA-ABBAD (1975), lee su Tesis Doctoral referida a la región del Pantano de Alarcón. Este trabajo lo consideramos del mayor interés por el gran número de problemas planteados, algunos de los cua les, creemos, tienen su solución en el estudio que hoy presentamos.

Por último comentaremos una reciente publicación sobre la morfogénesis de la Mancha debido a ROMMERSKIRCHEN (1978). La pobreza de la representación gráfica es singular, así como las conclusiones obtenidas. Esta autora - desconoce, por señalar algunos ejemplos, los complejos dunares de la Llanura y el papel de los sistemas fluviales de los ríos Guadiana y Júcar en la construcción del paisaje manchego meridional. Sigue considerando el relleno de la cuenca de edad "pontienne" y como consecuencia al plano superior lo data del

* Este yacimiento de mamíferos pliocenos fue excavado en el verano de 1971, bajo la dirección de los profesores BONE de la Universidad de Lovaina y -- AGUIRRE de la Universidad de Madrid.

Mio-Plioceno. Quizás la crítica más fuerte que puede realizarse de este trabajo, es el poco aprovechamiento que hace la autora de los datos ya existentes.

1.4. OBJETO Y METODO

. El objeto que nos impusimos al principio de este trabajo fue el resolver, lo más acertadamente posible, la morfogénesis cuaternaria de la Llanura manchega central y oriental y sus relaciones con la Cuenca del Tajo (región de los valles del Jarama, Manzanares, Henares y Tajo). Sabíamos que esta tarea resultaría incompleta si no profundizábamos de alguna manera, en la evolución terciaria de la Llanura y sus marcos. Este segundo aspecto ofrecía, sin embargo, grandes dificultades de realización para nosotros. Una de orden técnico: laboratorios adecuados y colaboración con especialistas varios. Las otras, disponer de mayor tiempo para recorrer los sectores occidentales de Campo de Montiel y Llanura manchega, alcanzando igualmente los territorios próximos al Arco del Prebético externo, Cuencas del Júcar y Cabriel, Depresión de Cuenca y sus enlaces con la Cordillera Ibérica; también investigar el área comprendida entre la terminación oriental de Montes de Toledo, Sur de la Mesa de Ocaña, segmento occidental de la Sierra de Altomira y su propia terminación meridional, al Norte de la Llanura manchega central. Estos objetivos que son imprescindibles para comprender en su totalidad el carácter independiente, morfoestructural y estratigráfico, del surco longitudinal Este-Oeste de La Mancha, los hemos reemplazado por un discreto uso de los conocimientos adquiridos en los últimos años, acerca de la evolución pliocena de la Cuenca del Tajo central. Asimismo hemos tratado de profundizar en algunos aspectos de la

historia geológica de Campo de Montiel y en establecer una cronología adecuada de las series que colmatan el surco manchego, correlacionando las sucesiones - neógenas del valle del río Júcar entre Fuensanta y Valdeganga.

En síntesis pues los principales objetivos buscados han sido:

- Unidades litoestratigráficas que rellenan la cuenca y su cronología.
- Superficies generadas en el Plioceno y Cuaternario. Depósitos correlativos. Su distribución espacial y relaciones con la Cuenca del Tajo.
- Evolución en el tiempo de los sistemas fluviales de los valles del Tajo y Guadiana. Sus terrazas. El Júcar como río Atlántico.
- Geomorfología del borde externo de Campo de Montiel y abanicos aluviales asociados.
- Endorreismo de la Llanura.
- Los complejos dunares.
- El sistema morfogenético actual.
- El método de estudio seguido ha sido el tradicional. Una primera

etapa la dedicamos al análisis de la bibliografía existente de la zona y áreas conexas, sin olvidar referencias temáticas o metodológicas útiles para el desarrollo de algunos capítulos, preferentemente el que aborda la génesis del relieve cuaternario.

La utilización de las fotografías aéreas, a escala aproximada 1:30.000 para la delimitación de los depósitos y formas, ha sido un arma de trabajo im prescindible, debido a que el control de los afloramientos, las formas o el relieve, con los mapas topográficos a E. 1:50.000, es tarea imposible por el nulo contraste altitudinal, local o puntual, de la Llanura manchega.

Las campañas de campo nos han servido para matizar opiniones y, natu ralmente, para la toma de muestras y descripción de los cortes vistos. Las rocas y sedimentos sueltos se han analizado con técnicas y métodos convencionales: R.X, análisis geoquímicos en óxidos, petrología, espectros litológicos, cantometrias, granulometrías, balanza de sedimentación, morfoscopías y minerales pesados y ligeros (fracción entre 0,05 y 0,5 mm).

En los suelos la sistemática empleada ha sido la de la clasificación francesa (DUCHAUFOR, 1975 y 1977) y los perfiles se han descrito, muy a menudo, siguiendo las normas de la FAO (1977). El color se ha medido con la "MUNSELL soil color charts" (1973).

La representación gráfica fuera de texto, Mapas A, B y C, hay que entenderla como mapas geomorfológicos generales. Nos hemos inspirado, para su

realización, en las "Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France" TRICART (1971), elaboradas dentro de los trabajos de la R.C.P. n° 77 "Cartes Géomorphologiques", y también en las leyendas de KLI MASZEWSKI (1963, en FAIRBRIDGE 1968) y FENELON (1972, 2ª ed.).

La imposibilidad de utilizar el color y la necesidad de que los mapas resultantes fueran económicos y de fácil lectura, nos movió desde un principio a buscar la máxima simplificación de las formas y depósitos cartografiados. A pesar de todo la cartografía original se realizó a escala 1:30.000. El paso a escalas aproximadas 1:50.000, se obtuvo por reducción topográfica.

Como se puede observar están superpuestos, en los citados mapas, caracteres litológicos y formas del terreno. La cronología en la Leyenda está expresada de una manera muy elemental, hay que recurrir al texto acompañante para alcanzar mayores precisiones. Esta norma es aplicable, igualmente, si queremos profundizar en el contexto morfogenético.

20

CAPITULO II

METEOROLOGIA Y CLIMA

I N D I C E

	<u>Pág</u>
2.1. RADIACION, INSOLACION Y NUBOSIDAD	II-1
2.2. TEMPERATURA	II-6
2.3. HELADAS	II-17
2.4. PRECIPITACION	II-18
2.5. PRESION ATMOSFERICA Y VIENTOS	II-26
2.6. HUMEDAD Y EVAPORACION	II-34
2.7. CLASIFICACIONES CLIMATICAS	II-39
2.8. RESUMEN DE LOS VALORES DE LOS ELEMENTOS CLIMATOLÓGICOS	II-44

CAPITULO II

METEOROLOGIA Y CLIMA

Vamos a dedicar este apartado al estudio, por sencillos métodos estadísticos, de los componentes variables del clima como son las precipitaciones, temperaturas, heladas, etc. El fin que perseguimos es cuantificar en lo posible los valores de los elementos climatológicos, para intentar una geografía del clima en la Llanura manchega, el utilizar unas clasificaciones climáticas y aplicar más tarde los Sistemas Clima-Proceso que nos van a permitir una visión cualitativa de los procesos morfogenéticos actuales o subactuales, en relación con los elementos y factores del clima.

2.1. RADIACION, INSOLACION Y NUBOSIDAD

Los valores de la radiación solar medidos cerca del nivel del suelo, son, generalmente, muy altos en la Península Ibérica y la media anual total de -

Estaciones	meses												Media anual
	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	
Los Llanos.Aerodromo	549,8	403,1	337,0	379,1	509,8	582,8	839,9	945,9	984,8	957,5	861,5	721,3	681,0
La Roda	547,3	400,3	334,1	376,2	507,2	680,8	837,8	945,6	985,0	957,4	860,7	719,6	679,3
Villarrobledo	414,5	258,3	191,6	232,6	369,9	569,7	770,3	923,1	984,9	942,0	806,2	620,9	590,3
Argamasilla de Alba	548,1	401,3	335,1	377,2	508,1	681,4	838,1	945,7	984,9	957,4	860,9	720,1	679,9
Ciudad Real	550,0	403,4	337,3	379,3	510,1	682,9	839,0	945,9	984,8	957,5	816,6	721,4	681,1
Munera	549,2	402,4	336,3	378,3	509,2	682,3	838,6	945,8	984,8	957,4	861,3	720,8	680,5

CUADRO II-1. Radiación solar media mensual y anual en cal/cm² día.

radiación es superior a las 400 cal/cm² día, en las zonas costeras meridionales españolas y portuguesas (LINES ESCARDO, 1970). GONZALEZ BERNALDEZ (1963), concede una importancia fundamental a la radiación solar, como fuente primaria de energía, a la hora de tratar de definir las condiciones ecológicas de un hábitat determinado.

Si nos atenemos a los datos publicados (Cuadro II-1) en el Proyecto -- Guadiana (IGME, Ministerio de Industria, 1975), la radiación solar, media anual en la Llanura manchega y Campo de Montiel, excede con mucho a la indicada por LINES ESCARDO (o.c.) y a la calculada por G. BERNALDEZ (o.c.) para el periodo (1952-1961).

Del cuadro precedente es inmediata la conclusión de que el máximo de radiación es en el mes de Julio y el mínimo en el mes de Diciembre, resultados que -- sí están de acuerdo con los de LINES ESCARDO (o.c.) y con los mapas de radiación mensual publicados por GONZALEZ BERNALDEZ (o.c.)

Se denomina nubosidad o cantidad de nubes, a la fracción de bóveda celeste cubierta de nubes con independencia de la clase de estas. A efectos climáticos se clasifican los días en: despejados (nubosidad media entre 0 y 20%), nubosos (del 20% al 80%) y cubiertos (80% al 100%).

El número medio de días despejados en la cuenca del Guadiana es de 139, de días nubosos 147,9 y de días cubiertos 72,3 (M.O.P. 1964). La nubosidad medi

para el periodo 1920-50 (BIEL LUCEA, 1963a), en Albacete y Ciudad Real, es del 42%. La Mancha junto al Ebro, Guadalquivir, Extremadura, Levante y Andalucía - Oriental, destacan como regiones poco nubosas en la España peninsular.

La insolación viene a ser el complemento de la nubosidad y está definida por el tiempo durante el cual el sol ha brillado en el cielo en el transcurso de un periodo determinado. La duración de la insolación se mide con el heliógrafo.

En el Cuadro II.2. están reflejados los valores medios mensuales y anuales del número de horas de sol en Albacete y Ciudad Real.

Estaciones	MESES												Anual
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Albacete	153	174	192	214	253	318	371	325	247	198	166	141	2752
Ciudad Real	137	164	171	211	268	346	374	353	256	200	153	119	2752

CUADRO II.2. Número de horas de sol, valores medios.

Periodo 1945-1954. Según FONT. 1956

Las horas de sol al día, medidas con heliógrafo, en algunas estaciones -

(Proyecto Guadiana, o.c.) de la Depresión del Guadiana, las hemos comparado - (Fig. II-1), con los observatorios de Santander y Badajoz que tienen caracteres contrastados (BIEL LUCEA, 1963a).

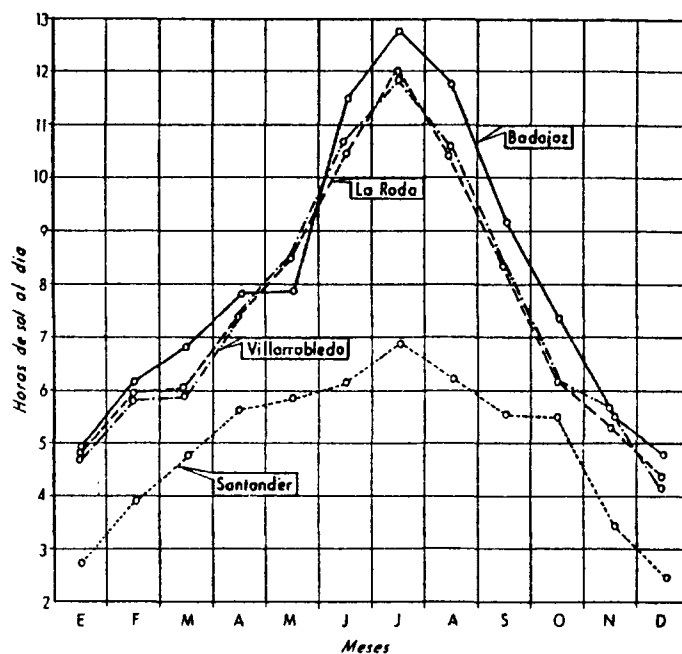


Fig. II-1. Curvas de frecuencia representativas de la insolación en varios observatorios peninsulares.

Las curvas de distribución tienen un máximo en el mes de Julio y mínimos en los extremos, meses de Enero y Diciembre. Si enfrentamos estas curvas, con las curvas de nubosidad, veríamos que son completamente opuestas.

La fuerte insolación del verano da lugar en la Llanura manchega a fenómenos de espejismo, denominados en el lugar estantiguas.

2.2. TEMPERATURAS

Frente a un relativo gran número de estaciones termo-pluviométricas, la cadencia de toma de datos mensuales, e incluso anuales, es muy irregular. Para la mayoría de los observatorios el periodo elegido ha sido de 1950 a 1975, y en algunos de ellos tan solo se han podido utilizar, para los cálculos de la temperatura, no más allá de 12 años. En las estaciones de Ciudad Real y de Los Llanos (Albacete), las secuencias han sido mucho más largas - 68 y 36 años, respectivamente (periodos 1904-1975 y 1940-1975).

A pesar de que las series no están homogeneizadas, dada la escasa variabilidad de las temperaturas medias anuales (Cuadro II-3), pueden considerarse todas las series casi como representativas, en cambio los valores extremos, no tratándose de periodos muy largos, podrían ser superados.

La temperatura media anual oscila entre los 13,3°C en los Llanos (Albacete) y los 14,5°C en Argamasilla de Alba y Villarrobledo. Temperaturas medias anuales comprendidas de 14 a 14,5°C, las encontramos entre La Roda (14,4°C) y Ciudad Real (14,1°C), Munera (14,3°C) y las Pedroñeras (14,2°C). Un máximo de temperatura media anual de 14,4 a 14,5°C, parece situarse en el centro de la Depresión manchega, desde Alcazar de San Juan (14,4°C) y Argamasilla de Alba (14,5°C) a las estaciones de Villarrobledo (14,5°C) y La Roda (14,4°C).

El mes más cálido es Julio en todos los observatorios analizados, destacando Argamasilla de Alba (26,4°C), Socuéllamos (26,4°C) y Munera (26,5°C). Albacete (24,0°C) y Ciudad Real (24,9°C), tienen las medias mensuales más bajas

ESTACION	Altitud mts.	Años	Temperaturas medias mensuales en grados centígrados												Media anual 0°C	Amplit. anual 0° C	Máxima absolu ta	Mínima absolu ta
			Enero	Febr.	Mar.	Abril	Mayo	Jun.	Jul.	Agos.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.				
Ciudad Real	628	68	5,3	6,8	9,5	12,1	16,0	20,6	24,9	24,7	20,3	14,6	8,9	5,7	14,1	19,6	44,2°J	-13,8°E
Daimiel	619	19	5,0	6,1	9,3	11,9	17,0	21,1	25,7	24,6	20,2	14,8	8,6	4,7	14,1	21,0	43°J	-12°D
Manzanares	660	15	5,2	6,2	9,1	11,1	16,4	20,7	25,5	25,0	20,8	13,8	7,9	4,0	13,8	21,5	45°J	-18°F
Llanos del Caudillo	650	15	6,0	6,8	9,5	12,0	16,9	21,3	25,4	24,6	20,4	14,9	8,5	5,7	14,3	19,7	47°J	-15°F
Alcazar de S. Juan	663	20	5,5	7,0	9,6	12,1	16,5	21,1	25,9	24,9	21,1	14,6	9,1	5,5	14,4	20,4	43°A	-14°F
Argamsilla de Alba	685	22	4,9	6,1	10,0	13,0	17,8	21,9	26,4	25,4	21,2	14,5	8,5	4,5	14,5	21,9	42,2°J	-12,5°F
Socuellamos	674	12	5,5	6,0	8,4	11,4	17,3	21,5	26,4	25,5	20,8	15,0	8,6	4,3	14,2	22,1	43°J	-15°F
Las Pedroñeras	704	15	5,9	8,4	10,6	13,7	16,1	20,0	24,3	23,6	20,2	13,7	8,8	5,1	14,2	19,2	41°J	-16,3°F
Villarrobledo	730	13	6,1	7,1	9,9	12,2	17,1	21,2	25,5	24,8	21,4	14,5	8,9	5,6	14,5	19,9	43,5°J	-12°D
Munera	930	12	5,2	6,3	8,7	12,2	17,3	21,4	26,5	25,9	21,1	14,9	8,4	4,3	14,3	22,2	42°J	-11°D
La Roda	717	14	5,0	6,0	9,3	12,4	17,6	20,9	26,2	25,9	21,2	14,8	8,4	4,8	14,4	21,4	41°J	-18°F
Los Llanos (Albacete)	704	36	4,5	5,8	8,5	11,3	15,3	19,9	24,0	23,7	19,7	13,8	8,5	4,8	13,3	19,5	40,8°J	-24°E

CUADRO II-3. Temperaturas medias mensuales y anuales, y máximas y mínimas absolutas (J=Julio, A=Agosto, F=Febrero, E=Enero, D=Diciembre)

del mes de Julio. El retraso estival de LAUTENSACH (1956, 1960 y 1964), el mes de Agosto el más caluroso, que lo justificaba por la influencia marina como -- consecuencia de la situación general de la Península, evidentemente, por los datos aquí aportados, no puede hacerse extensivo a estas regionales españolas, ni aun a las que gozan de mayores influencias marítimas, como son los Llanos de Albacete y Campo de Calatrava, mostrándonos de acuerdo con LINES (1970) - que considera que en las estaciones del interior Julio es el mes más caluroso.

El mes más frío es Diciembre en los territorios centrales de la -- Llanura, con medias mensuales de 4,0°C (Manzanares) a 5,7°C (Llanos del Caudillo). Ciudad Real (5,3°C) y Albacete (4,5°C), tienen como mes más frío a Enero.

Un análisis del gráfico (Fig. II-2) con la sucesión anual de las temperaturas medias mensuales, periodo 1931-1960, demuestra que existe una mayor pendiente en la rama que integra los valores de temperatura media de Agosto a Diciembre, estando más tendida de Enero a Mayo, para luego aumentar su - pendiente hasta el mes de Julio. El año térmico de la Llanura manchega, siguiendo el criterio de LOUIS (1950), en LAUTENSACH (1964), lo podemos dividir en un invierno (estaciones con temperatura de media mensual por debajo de los 5°C), de duración aproximada en algunos lugares de dos meses, Diciembre y Enero, y en un verano (medias mensuales mayores de 15°C), desde los meses de Mayo a Octubre. La primavera (temperaturas medias mensuales de 5 a 15°C) es una estación larga que iría de Enero a Abril.

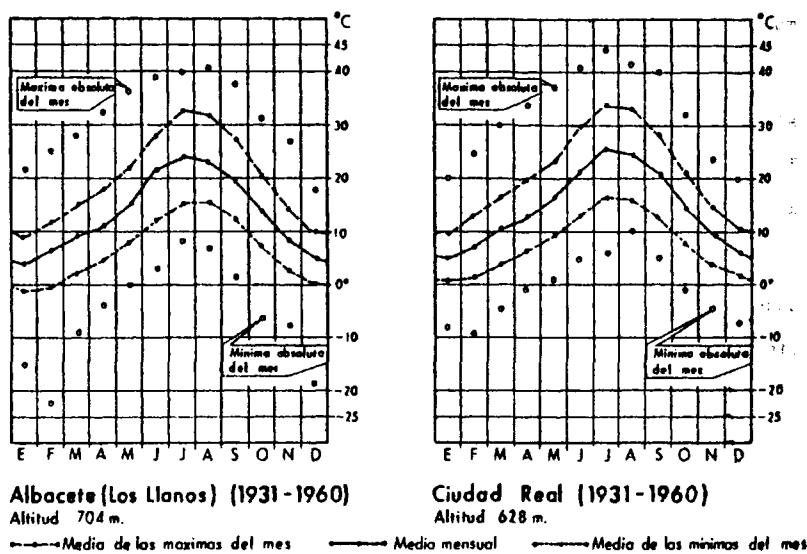


Fig. II-2. Curvas de temperaturas medias, y máximos y mínimos absolutos del mes. (Periodo 1931-1960, según datos del M.O.P., 1964):

La amplitud anual de las temperaturas medias mensuales es muy marcada y, posiblemente, alcanza los mayores valores peninsulares junto con Collado Foix y Junera en la Depresión del Ebro (LAUTENSACH, 1960 y 1964). En los mapas de LINES (1970) y M.O.P. (1964), las isolíneas de oscilación de las temperaturas medias mensuales del mes más cálido y del mes más frío, en la región manchega, son del orden de 20 y 21°C de diferencia de temperatura. LAUTENSACH (oo.cc.) asigna para esta zona del Alto Guadiana y concretamente en Argamasilla de Alba, una diferencia de temperatura de 22,4°C. Los resultados obtenidos en este trabajo (Cuadro II-3) confirman de modo general esas cantidades. El valor mínimo de la amplitud mayor se localiza en las Pedroneras (19,2°C) y el máximo en Munera (22,2°C).

El conocimiento preciso de las temperaturas absolutas extremas (máxima y mínima) está condicionado por la falta de series lo suficientemente largas. Tan sólo en las estaciones (Cuadro II-4) de Ciudad Real y Los Llanos (Albacete) se dan esas circunstancias. La mínima de las mínimas absolutas corresponde a Los Llanos con -24°C en el mes de Febrero. La máxima a los Llanos del Caudillo con 47°C en el mes de Julio. De todas formas con los datos fragmentarios que poseemos de la estación de Manzanares I.L., en el mes de Julio de 1958 se alcanzaron los 48°C y en Agosto de 1964 los 49°C. Si estos datos son correctos estarían entre las mayores máximas absolutas de la Península.

La distribución geográfica de la máxima parece sugerir un aumento del valor absoluto de Este a Oeste, esto es de Albacete a Ciudad Real, con un área entre Manzanares y Llanos del Caudillo que comprendería las máximas abso

ESTACIONES		MESES											
TEMPERATURAS		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
C. Real	Mínima	-13,8	-10,9	-6,0	-3,8	0,0	4,2	4,6	8,0	2,0	-3,0	-8,0	-10,2
	Máxima	20,2	25,0	30,0	34,0	37,4	41,2	44,2	42,0	40,0	32,4	28,4	20,2
Los Llanos (Albacete)	Mínima	-24,0	-22,5	-10,4	-4,8	-0,6	3,0	7,5	5,0	1,0	-6,3	-7,8	-18,8
	Máxima	21,8	25,4	28,3	32,5	36,4	39,3	40,8	40,3	37,8	31,5	27,0	18,0

CUADRO II-4. Temperaturas extremas mensuales en grados centígrados. Ciudad
Real, 1904 a 1975. Los Llanos (Albacete), 1940 a 1975.

lutas mayores.

Con respecto a la temperatura mínima de las mínimas absolutas del mes es posible deducir con los datos que disponemos y de los Mapas del M.O.P. (1964), y sobre todo de ROLDAN (1968), un dominio bien delimitado en Albacete con mínima de las mínimas por debajo de los -20°C y una tendencia de la mínima cada vez mayor también de Este a Oeste.

Teniendo en cuenta todos los observatorios estudiados la máxima absoluta de temperatura es más frecuente en Julio que en Agosto. La mínima absoluta se reparte en los meses de Diciembre, Febrero y Enero, con mayor frecuencia en Diciembre que en Febrero. Tan solo las dos estaciones (Ciudad Real y Albacete) que ocupan una posición excéntrica con respecto al Corredor manchego, tienen sus mínimos absolutos en Enero.

El intervalo de variación de las temperaturas absolutas es superior a los 50°C en toda la Llanura manchega, siendo la diferencia máxima encontrada de $64,8^{\circ}\text{C}$ en Los Llanos (Albacete). Para un mismo año es de $62,8^{\circ}\text{C}$ (1944), en la citada estación y de $55,6^{\circ}\text{C}$ (1918) en Ciudad Real.

Las temperaturas máximas medias (Cuadro II-5) en Ciudad Real y Albacete son, respectivamente, de $34,4^{\circ}\text{C}$ y $32,6^{\circ}\text{C}$, en Julio que es el mes más cá

MESES	ESTACIONES													
	CIUDAD REAL							LOS LLANOS (ALBACETE)						
Enero	20,2	-8,4	28,6	10,0	10,2	5,4	0,2	21,8	-15,3	37,3	10,1	9,2	4,2	-0,9
Febrero	25,0	-9,4	34,4	11,7	13,2	7,3	1,5	25,4	-22,5	47,9	12,2	11,8	5,6	-0,4
Marzo	30,0	-5,2	35,2	12,3	16,5	10,4	4,2	28,3	-9,0	37,3	13,1	15,5	9,0	2,4
Abril	34,0	-1,0	35,0	13,5	19,7	12,9	6,2	32,5	-3,6	36,1	13,6	18,4	11,0	4,8
Mayo	37,4	1,0	36,4	13,8	22,8	16,3	9,0	36,4	0,0	36,4	14,2	22,4	15,3	8,2
Junio	41,2	5,0	36,2	16,6	29,5	21,2	12,9	39,3	3,0	36,3	15,7	28,1	21,6	12,4
Julio	44,2	6,2	38,0	17,9	34,4	25,5	16,5	40,0	8,5	31,5	17,1	32,6	24,1	15,5
Agosto	42,0	10,0	32,0	17,2	33,4	24,8	16,2	40,7	7,0	33,3	16,3	31,9	23,8	15,6
Septiembre	40,0	5,0	35,0	15,4	28,4	21,0	13,0	37,6	1,5	36,1	14,5	27,0	19,8	12,5
Octubre	32,4	-1,2	33,6	13,0	21,3	14,8	8,3	31,5	-6,3	37,8	12,7	19,9	13,7	7,2
Noviembre	24,0	-4,8	28,8	10,4	14,5	8,9	4,1	27,0	-7,7	34,7	11,3	14,3	8,7	3,0
Diciembre	20,2	-7,0	27,2	9,0	10,7	6,2	1,7	18,0	-18,8	36,8	9,9	10,0	5,2	0,1
TEMPERATURAS	Máx.	Mín.	Extre.	Media	Max.	Media mensual	Min.	Max.	Min.	Extre.	Media	Max.	Media mensual	Mín.
	Extremas		Oscilación.		Valores medios			Extremas		Oscilación		Valores medios		

CUADRO II-5. Valores climáticos por meses (Periodo 1931-1960 según "Datos climáticos para carreteras". M.O. B 1964).

lido, estando los mínimos medios por debajo de cero, en Albacete, los meses de Enero ($-0,9^{\circ}\text{C}$) y Febrero ($-0,4^{\circ}\text{C}$). Para GONZALEZ FERMOSO (1975) la media de las máximas del mes más cálido llega en Argamasilla de Alba a los 37°C . En el mapa de temperaturas máximas medias del año preparado por MASACHS ALAVEDRA (1954), con datos de ALT, la Llanura manchega queda englobada, algo exageradamente, dentro de la isolínea de 40°C .

La diferencia entre la media de las máximas del mes más cálido y la media de las mínimas del mes más frío, puede llegar a los 35°C al Este de Ciudad Real (LINES 1970); en el informe-libro del M.O.P. (1964), la diferencia en grados centígrados es algo mayor (36°), para el área antes indicada.

La variación diurna es muy acusada como corresponde a un régimen de temperaturas marcadamente continental. La oscilación media (Cuadro II-5 y Fig II-2) es en el mes de Julio en Ciudad Real de $17,9^{\circ}\text{C}$ y en Los Llanos (Albace~~te~~) de $17,1^{\circ}\text{C}$. La oscilación media menor sucede en Ciudad Real en Diciembre, con 9°C y en Los Llanos durante el mes de Enero, con $9,2^{\circ}\text{C}$.

Algo similar se deduce estudiando los valores medios de la variación mensual de la temperatura para las 7h, 13h y 18h (Cuadro II-6 y Fig. I I-3). La variación media mensual de la temperatura es mínima entre las 7 y 13 h, a finales del otoño (Diciembre) y principio del invierno (Enero), y máxima durante los meses de verano, principalmente en el mes de Agosto.

Un hecho de gran interés ocurre en Ciudad Real, desde Mayo hasta casi el mes de Septiembre. La temperatura media mensual del aire es mayor a las 18h

MESES	Estaciones					
	Ciudad Real			Los Llanos		
	HORA	7	13	18	7	13
Enero	2,9	8,1	7,9	1,8	8,4	6,7
Febrero	3,1	9,9	9,9	1,8	10,1	8,5
Marzo	5,1	13,1	13,8	3,8	12,6	11,8
Abril	7,8	16,6	16,4	7,2	16,1	15,7
Mayo	11,9	21,1	21,2	12,2	20,8	20,4
Junio	16,0	23,8	25,7	16,1	25,0	24,6
Julio	20,2	30,7	31,9	19,4	30,0	29,9
Agosto	19,2	30,1	30,8	18,0	29,1	29,2
Septiembre	15,4	24,9	24,8	14,6	24,4	23,4
Octubre	11,0	19,2	18,3	10,0	19,0	16,7
Noviembre	5,6	11,9	11,2	5,1	12,3	9,8
Diciembre	2,2	7,7	7,2	1,5	8,0	5,9

CUADRO II-6. Temperaturas medias del aire a las 7h, 13h y 18h en el periodo 1959-1973.

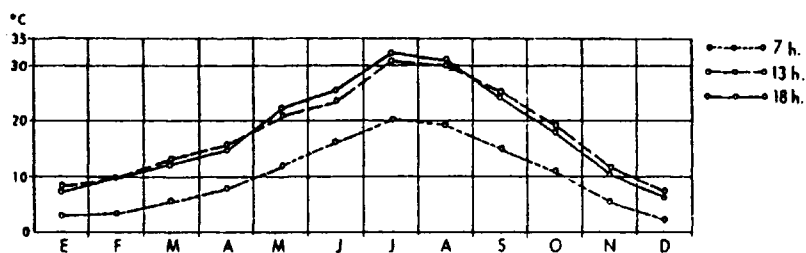


FIG. II-3.- MEDIA DE LA VARIACION MENSUAL DE LA TEMPERATURA
A LO LARGO DEL AÑO PARA LAS 7H., 13H. Y 18H.
(PERIODO 1959-1973) EN LA ESTACION DE CIUDAD REAL

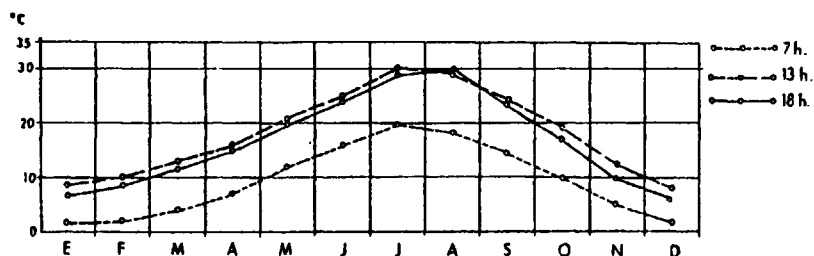


FIG. II-3.- MEDIA DE LA VARIACION MENSUAL DE LA TEMPERATURA
A LO LARGO DEL AÑO PARA LAS 7H., 13H. Y 18H.
(PERIODO 1959-1973) EN LA ESTACION DE LOS LLANOS (ALBACETE)

que a las 13h., lo mismo acontece en Albacete, prácticamente, en los meses de Julio y Agosto. La pérdida del calor almacenado por el suelo durante las horas del día con mayor radiación, es el origen de este fenómeno térmico que creemos de gran importancia ecológica y que sin duda determina el medio térmico (thermal environment), según el sentido dado a esta expresión por STRAHLER A.A. y STRAHLER, A.R. (1977).

2.3. HELADAS

Siguiendo a BIEL LUCEA (1962), podemos clasificar las heladas en dos grandes tipos: heladas de advención, provocadas por la invasión de una "ola de aire frío" de origen polar o ártico y heladas de irradiación, originadas por enfriamiento del suelo en las noches despejadas y de viento encalmado. Las heladas de masa de aire frío ocasionadas por la entrada de un nuevo aire gélido, polar continental, tienen una situación sinóptica de superficie con idénticas características (FONT, 1956 y 1957). Un anticiclón en el Mar del Norte y profundización de una baja en el Mediterráneo Occidental o Central. Esta situación afecta a Cantabria y a la Meseta Norte, a la Meseta Sur no tanto. En cambio los fríos originados por la radiación del suelo, son especialmente importantes en las mesetas. Una posición sinóptica típica es la de un anticiclón atlántico centrado en las Azores, o proximidades, del cual una cuña se extiende abarcando la Península. El mes de Enero ofrece estas condiciones anticiclónicas.

BIEL LUCEA (O.C.), ha preparado teniendo en cuenta las temperaturas mínimas diarias de 50 años (1901-1950), unos mapas relativos al número medio -

de días de helada por año y a la duración media en días del periodo invernal (fechas entre la primera y última helada). En las regiones meridionales de la Submeseta Sur la duración media del periodo invernal, oscila entre los 100 (Ciudad Real 126) y los 150 días (Albacete 149). El número medio de helada por año entre 40 (Ciudad Real 52,2) y 70 días (Albacete 65,8). Estos resultados relativamente elevados, tienen su justificación en la altitud y en la mayor frecuencia de cielos despejados que favorecen el enfriamiento nocturno del suelo por causa de la irradiación.

2.4. PRECIPITACIONES

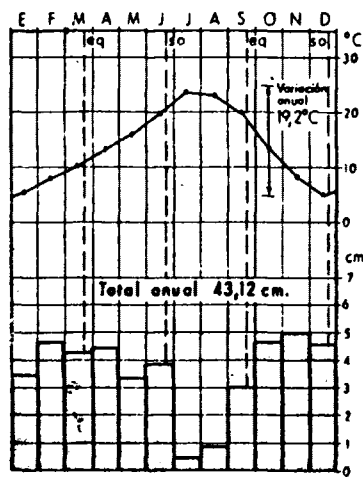
Hemos trabajado, por comodidad en el manejo de datos, con los resúmenes preparados por el Servicio Meteorológico Nacional para el periodo de 1950-1970. Las secuencias utilizadas para las estaciones de Los Llanos (Albacete) y Ciudad Real, han sido las mismas que para las temperaturas.

En el Cuadro II-7, están expresadas las medias mensuales y los totales anuales de precipitación en 17 observatorios de la región manchega. Gráficas termo-pluviométricas representativas se han dibujado en las Figs. II-4 y II-5.

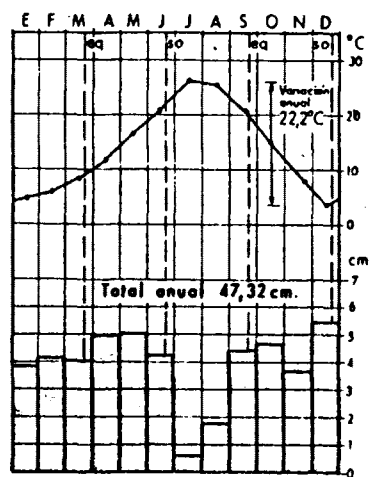
Para analizar la distribución geográfica de la cantidad anual de precipitación, hemos recogido también los cálculos de precipitación elaborados por GONZALEZ FERMOSO (1975), con periodo próximo al manejado por nosotros. Aunque no podemos fijar con exactitud los límites de las áreas con igual preci

ESTACIONES	ALTITUD	AÑOS	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL ANUAL
Ciudad Real	628	68	35,4	44,5	50,0	44,5	40,5	29,4	3,5	5,9	28,5	42,5	47,8	42,9	415,4
Daimiel	619	16	50,8	53,5	49,9	49,1	31,6	37,5	4,8	6,7	24,1	43,0	56,8	48,5	456,3
Puerto Lápice	675	20	54,5	51,0	52,0	51,1	34,6	33,1	44,5	10,0	31,3	41,6	60,2	69,1	493,0
La Solana	768	20	40,9	38,8	44,7	44,6	36,9	31,2	4,5	9,8	27,0	40,8	48,7	51,8	410,7
Alcazar S.Juan	664	20	39,8	43,3	46,0	46,2	44,6	31,2	4,7	16,0	26,4	39,1	43,3	51,2	431,8
Alameda Cervera	646	20	36,7	42,1	33,8	37,2	31,0	21,6	6,2	9,7	21,8	36,1	38,4	46,8	361,4
Campo Criptana	710	20	41,3	45,3	43,9	43,2	34,8	27,4	7,8	12,8	25,6	39,8	44,8	49,2	415,9
Argamasilla Alba	685	20	35,0	45,2	47,2	44,2	44,5	26,9	5,3	15,2	32,7	42,3	51,9	61,3	451,7
Alhambra	862	20	48,3	53,7	59,3	54,5	42,7	33,6	3,1	10,7	33,2	51,6	54,1	70,9	515,7
Pantano Peña- rroya	740	20	30,9	38,6	36,4	40,4	36,8	37,7	4,1	8,8	25,4	29,4	38,2	28,3	365,0
Las Pedroñeras	704	14	35,6	46,7	43,5	44,6	33,7	38,8	5,5	8,7	30,1	46,9	50,6	46,5	431,2
El Bonillo	966	20	60,8	62,9	54,2	50,0	34,8	35,4	6,9	17,6	26,5	37,3	51,3	69,8	507,5
Munera	930	18	39,4	42,1	40,6	49,8	50,2	42,9	6,9	18,0	44,8	46,9	37,0	54,6	473,2
Lezuza	912	18	41,8	52,0	46,0	45,6	33,6	29,5	2,8	13,0	27,0	35,2	41,9	53,4	421,8
La Roda	717	20	35,4	38,1	35,0	43,1	33,0	35,7	6,3	15,1	25,1	44,7	31,3	41,2	384,5
Casas Benítez	751	20	40,1	46,4	46,6	43,4	36,1	36,5	7,4	19,3	32,3	55,5	47,0	49,1	459,7
Los Llanos (Albacete)	704	36	25,5	26,6	34,8	43,5	42,3	32,3	6,8	17,2	31,4	44,1	27,7	31,6	363,8

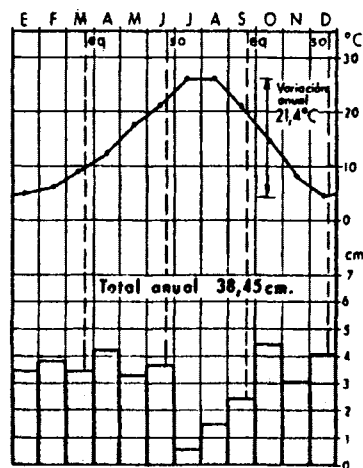
CUADRO II-7. Cantidad anual de precipitaciones y medias mensuales en distintas estaciones de la región manchega. (Periodo 1950-1970).



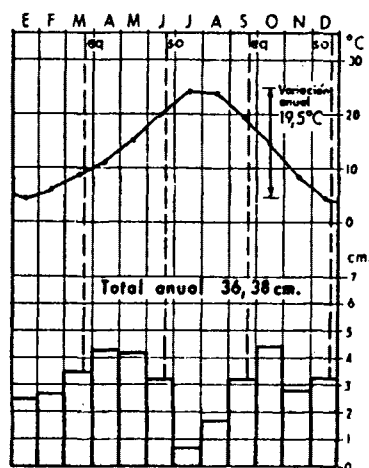
LAS PEDROÑERAS



MUNERA



LA RODA



LOS LLANOS (ALBACETE)

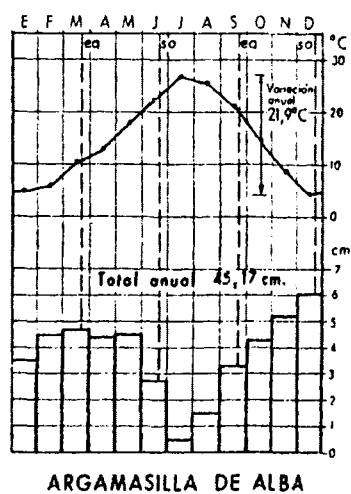
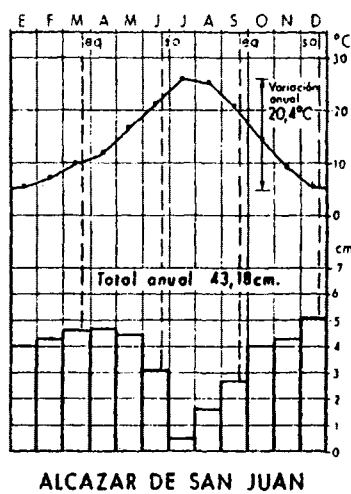
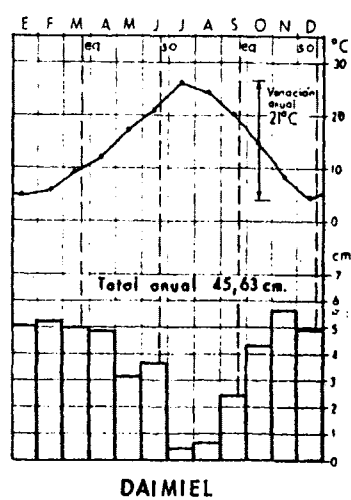
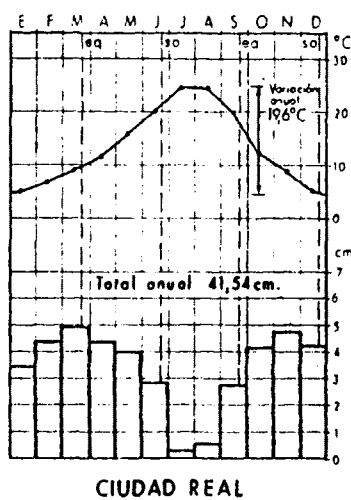


FIG. II-5.- GRAFICAS TERMO-PLUVIOMETRICAS

pitación, en la Llanura manchega se pueden establecer los siguientes ámbitos:

- Entre 350 y 400 mm, una subregión situada al Este y cuyo centro - estaría en La Roda (384,5 mm) y Albacete (363,8 mm). La otra subregión ocuparía parte de la Llanura de San Juan y la zona de confluencia del río Záncara con el río Cigueta (por ejemplo: Pantano de Peñarroya 365,0 mm, Alameda de Cervera 361,4 mm).

- De 400 a 450 mm, se alcanzan ambos lados de las subregiones definidas antes. Observatorios típicos serían los de Alcazar de San Juan (431,8 mm) Argamasilla de Alba (451,7 mm), Villarrobleto (417 mm), etc.

- Por encima de 450 mm las regiones periféricas al Norte y al Sur: Campo de Montiel (Munera 473,2 mm. El Bonillo 507,5 mm) y estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira (San Clemente 471,0 mm), y borde oriental de los Montes de Toledo (Puerto Lápice 493,9 mm).

El mapa pluviométrico de la Península Iberica para el periodo de 1906-1925 de LAUTENSACH (1951), se ajusta muy bien a la disposición geográfica antes descrita. Menos precisión se observa en el mapa pluviométrico (periodo 1931-1960), editado por el Servicio Meteorológico Nacional y referido en diversas publicaciones, con diferente detalle, por BIEL LUCEA (1963b), HUERTAS (1969) y LINES ESCARDO (1970).

La distribución de las precipitaciones a lo largo del año es muy irregular. El mes más seco es Julio (3 a 8 mm) seguido por Agosto (5,9 a 19,3 mm). El mes más lluvioso es en Ciudad Real, Marzo (50,0 mm), y en los Lla

nos, Octubre (44,1 mm). En el resto de las estaciones por lo general es Diciembre (46,8 mm a 70,9 mm) y a veces Octubre, Noviembre o Febrero.

La estación con más lluvia es el otoño seguida del invierno, aunque en Daimiel, El Bonillo y Lezuza está en primer lugar el invierno. En Los Llanos es la primavera estando el segundo máximo en otoño, como en las otras estaciones. Estos resultados están de acuerdo con los de JUNCO REYES (1946). Un cuadro de repartición porcentual de las lluvias en las distintas estaciones, preparado por ese autor, es el que exponemos a continuación:

	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
Ciudad Real	31,27%	27,53%	9,12%	32,06%
Los Llanos (Albacete)	23,88%	32,46%	15,22%	28,42%

Periodo 1901-1930

La irregularidad interanual es notable en la Llanura manchega. Tomando como ejemplo Ciudad Real y Los Llanos, vemos como el año más húmedo es de 857,2 mm (1969) y el más seco de 188,8 mm (1945), para el primero de los observatorios. En el segundo, el año más húmedo es también el de 1969 con 544,4 mm y el más seco es 1950 con 184,8 mm.

Los días de lluvia oscilan entre 45 y 77 días al año, estando la moda entre 50 y 60 días. En el Cuadro II-8, se han resumido un conjunto de datos de las estaciones de Ciudad Real y Los Llanos (Albacete). En Ciudad Real el mes con mayor número de días medios con lluvia es Marzo y el menor Julio, y estacionalmente el otoño seguido del invierno. El número de días con precipitación

		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
LOS LLANOS (ALBACETE)	Número de días de Lluvia	4,5	4,8	6,6	6,8	7,8	4,1	2,1	1,8	4,3	6,6	5,0	5,7	60,1
	Lluvia inapreciable	2,8	1,8	2,7	2,4	2,1	1,8	1,0	1,4	1,8	2,4	2,0	2,5	24,5
	Nieve	1,9	1,0	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	1,2	4,9
	Precipitación 10mm.	0,7	0,8	1,0	1,0	1,5	1,0	0,3	0,5	1,0	1,3	0,5	0,8	10,5
	Tormenta	0	0	2	0,8	2,3	2,0	1,9	2,1	2,6	1,0	0,1	0,1	13,3
	Granizo	0	0,2	0,4	0,7	0,4	0,2	0	0,2	0,2	0,1	0,1	0	2,7
	Precip. máxima en 1 día	26,0	33,7	42,9	42,0	76,1	66,4	22,0	48,0	50,0	59,6	26,5	28,7	
CIUDAD REAL	Número de días de Lluvia	5,0	5,5	8,0	6,7	6,4	3,2	0,5	0,8	3,7	6,1	6,0	6,9	58,8
	Lluvia inapreciable	2,2	1,9	2,4	2,1	2,0	1,0	0,6	0,8	1,0	1,7	2,3	1,6	19,6
	Nieve	1,3	0,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,5	2,6
	Precipitación 10mm.	1,0	1,1	1,3	1,6	1,3	0,7	0,1	0,2	0,6	1,3	1,4	1,4	1,2
	Tormenta	0,0	0,1	0,6	1,7	2,3	2,3	1,0	1,2	1,4	1,0	0,2	0,0	11,8
	Granizo	0,0	0,3	0,4	0,6	0,4	0,2	0,1	0,2	0,2	0,0	0,0	0,1	2,5
	Precip. máxima en 1 día	35,4	57,0	37,8	34,0	67,6	40,4	10,0	57,4	28,2	54,6	28,8	32,4	

CUADRO II-8. Valores medios del número de días con lluvia, lluvia inapreciable, nieve, precipitación 10 mm tormenta, granizo y precipitación máxima en un día para las estaciones de Ciudad Real y Los -- Llanos (Albacete) en el periodo 1931-1960.M.O.P. (1964).

yor o igual a 10 mm es de 12, dando los valores medios más altos: Abril (1,6) Noviembre (1,4) y Diciembre (1,4). Los días con tormenta son 11,8, correspondiendo a la primavera y al verano los valores más acusados. El número de días con granizo alcanza cantidades medias mayores en primavera estando en segundo lugar el invierno.

En Los Llanos el mes con mayor frecuencia de precipitaciones es Mayo el menor Agosto. Estacionalmente el otoño y luego la primavera. El número de días con precipitación mayor o igual a 10 mm es de 10,5 (Mayo 1,5, Abril 1,0 y Marzo 1,0). Los días de tormenta son 13,3, sucediendo este fenómeno más abundantemente durante el verano que en la primavera. El número de días con granizo tiene una media anual sensiblemente similar a Ciudad Real, y se reparte estacionalmente de idéntica manera.

Las máximas de intensidad de lluvia en 24 horas, van de los 39,3 l/m² a los 85 l/m², en las estaciones consultadas. El máximo de 85 l/m² fué medido en Ossa de Montiel durante el mes de Agosto. Cantidades entre 55 y 65 l/m² son normales. Las épocas del año más propicias para alcanzar el primer valor máximo de las máximas de intensidad de lluvia, son la primavera, el verano y el otoño. El segundo máximo es más probable que se realice durante el verano y concretamente durante el mes de Agosto, según se deduce de los datos elaborados en 19 observatorios de la zona.

El número medio de días al año con precipitación en forma de nieve, tiene un recorrido de 2 a 5 días. En Los Llanos, 4,9 días y en Ciudad Real 2,6 días. La permanencia de la nieve o cobertura, sin duda tiene que dar valores muy bajos, posiblemente no sobrepasan los 2 días como media anual, a la vista de los resultados obtenidos en La Roda y El Picazo.

Enero es el mes que presenta mayor número de días con nieve en casi todos los observatorios. La temporada libre de nieves es generalmente de Mayo a Octubre en la Llanura manchega, y puede ser de Junio a Septiembre en las regiones periféricas.

2.5. PRESION ATMOSFERICA Y VIENTOS

La distribución espacial de la presión atmosférica en la Península Ibérica, está condicionada por la circulación general de la atmósfera, las variaciones térmicas y la humedad.

SCHIETH y KRIES (1947) con datos del periodo internacional 1901-1930, han elaborado mapas mensuales y anual de isobaras. Unas conclusiones generales, válidas para la Llanura manchega, referidas al ámbito peninsular vienen a decir que en el transcurso del año, la presión presenta un máximo en el mes de Enero (1023 mb en la Meseta Sur) y hacia la primavera la presión disminuye continuamente hasta alcanzar su mínimo anual en el mes de Abril. Desde este mes aumenta, bajo la influencia del anticiclón de las Azores, hasta el mes de Julio, que es el segundo máximo. En el otoño se observa un segundo mínimo, iniciándose un aumento rápido hasta el máximo anual en el mes de Enero.

El viento es consecuencia directa de la diferencia de presiones en la atmósfera. En la España peninsular y concretamente en las mesetas, los vientos que dominan (Fig. II-6), en su promedio anual, son los de componente W y SW.

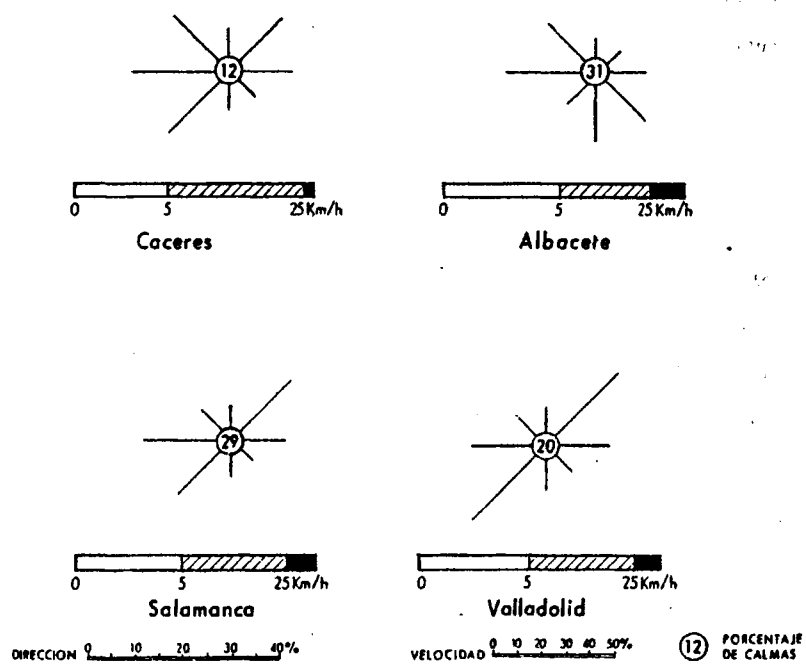


FIG. II-6.- FRECUENCIA EN % AÑO DE LA DIRECCION DEL VIENTO Y VELOCIDAD

El régimen de estos vientos depende de la presencia del anticiclón de las Azores, de su desplazamiento en dirección Norte-Sur, y de la evolución hacia el Este y Nordeste de las depresiones atlánticas (MASACHS ALAVEDRA, 1954). El viento del SW, Abrego, está asociado al sector cálido de las borrascas que entran en la Península por el litoral portugués. Estos ciclones atlánticos (tipo A, de LINES ESCARDO, 1970), son los responsables en un 54% de las lluvias en Iberia.

Estacionalmente (Figs. II-7 y II-8, y Cuadro II-9), la Meseta, durante el invierno y especialmente en la primavera, está afectada por los vientos del W y SW. En la estación de Albacete, dominan sin embargo en el verano y otoño los vientos del Sur y SE, en evidente relación, como señala MASACHS ALAVEDRA (1954, p. 24), con las depresiones mediterráneas. Nos encontramos pues, en estos sectores, en el límite del régimen de vientos del Oeste con el régimen mediterráneo del Este, ya señalado por el citado autor.

Otra característica principal del viento es su velocidad. Considerando todas las estaciones analizadas (Fig. II-6 y Cuadros II-10 y II-11), la frecuencia anual en % de la fuerza del viento es máxima entre los 5 y 25 km/h o entre los 6 y 28 km/h, para el observatorio de Ciudad Real. Las calmas pueden alcanzar el 31% en Albacete y el 12% o menos en Cáceres y Ciudad Real, respectivamente. A lo largo de las estaciones del año las calmas son mínimas en primavera y verano, en contraposición las frecuencias en % de la velocidad del viento superiores a los 5 km/h, suelen tomar los valores más altos. El otoño y el invierno están caracterizados por abundantes calmas y menor frecuencia de fuerza del viento por encima de los 5 km/h. En cambio el recorrido máximo en 24 h se da en los meses invernales y al final del otoño. El recorrido medio

OBSERVATORIOS	VIENTOS										OBSERVACIONES
	INVIERNO		PRIMAVERA		VERANO		OTOÑO		ALTITUD EN METROS		
	D	S	D	S	D	S	D	S			
Cáceres	SW	NE	SW	W	W	SW	W	SW	460	6600	
Ciudad Real	W	E	W	E	W	E	W	E	628	1959-1973	
Albacete	W	NW	W	SE	S	SE	W	S	680	6400	
Salamanca	W	SW	W	SW	W	NE	NE	SW/W	791	10000	
Valladolid	SW	NE	SW	NE	NE	SW	NE	SW	843	10100	

CUADRO II-9. Direcciones de viento dominante y subdominante en las cuatro estaciones del año. Según datos de Climatología Arenautica Española (1952) y de los extraídos del Boletín Mensual Climatológico

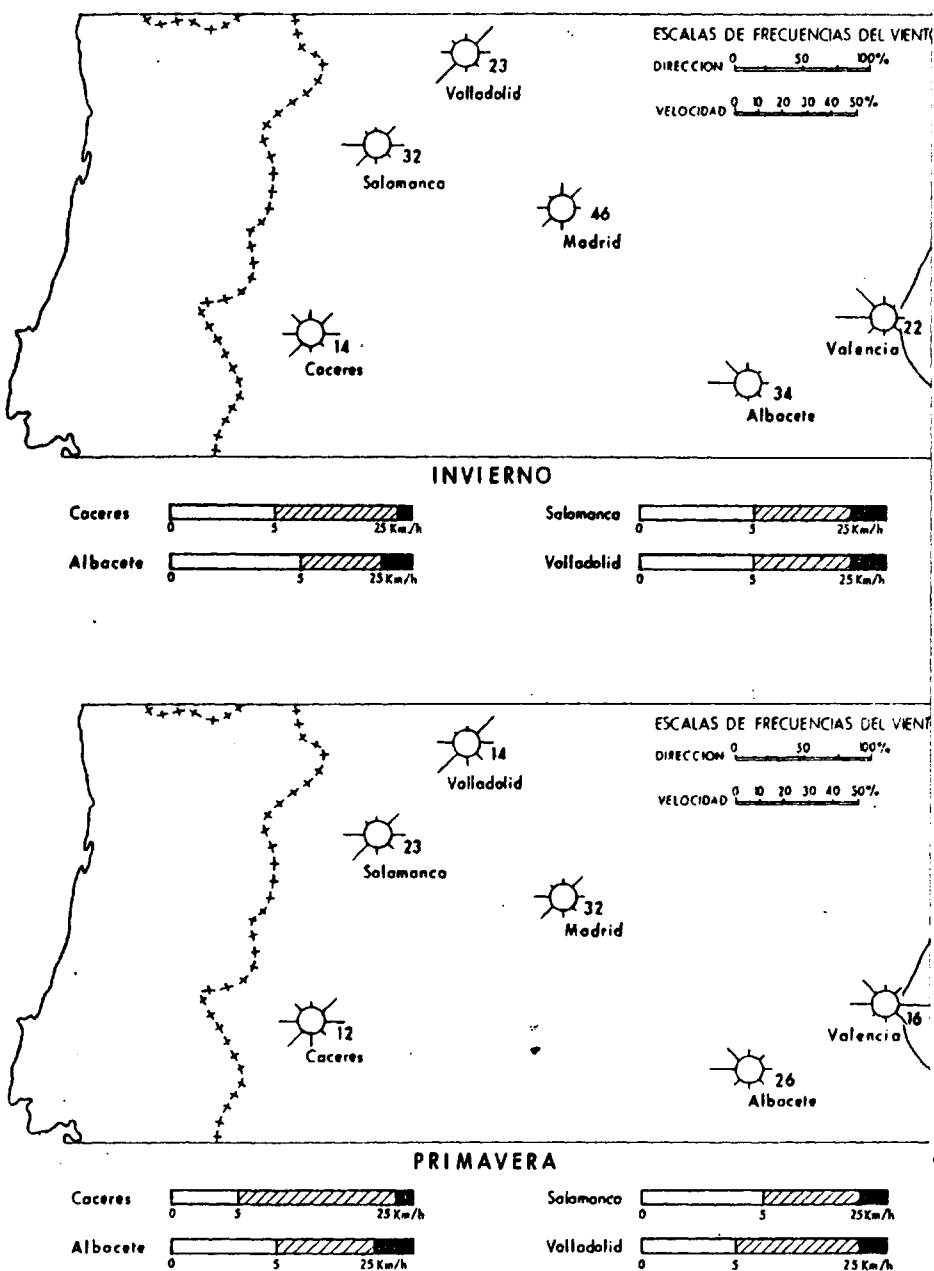


FIG. II-7.- FRECUENCIAS EN % DE LA DIRECCION DEL VIENTO Y VELOCIDAD
(Los números indican el porcentaje de calmas)

52

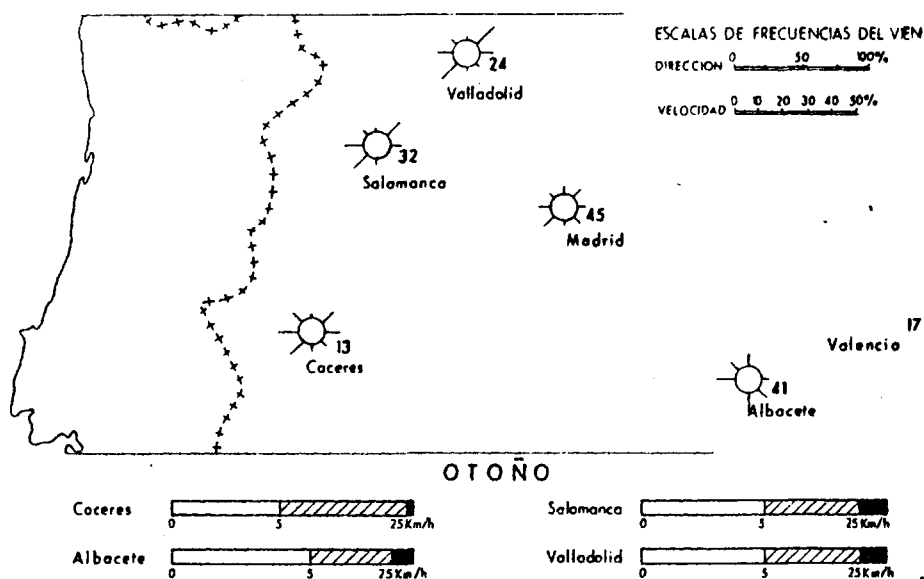
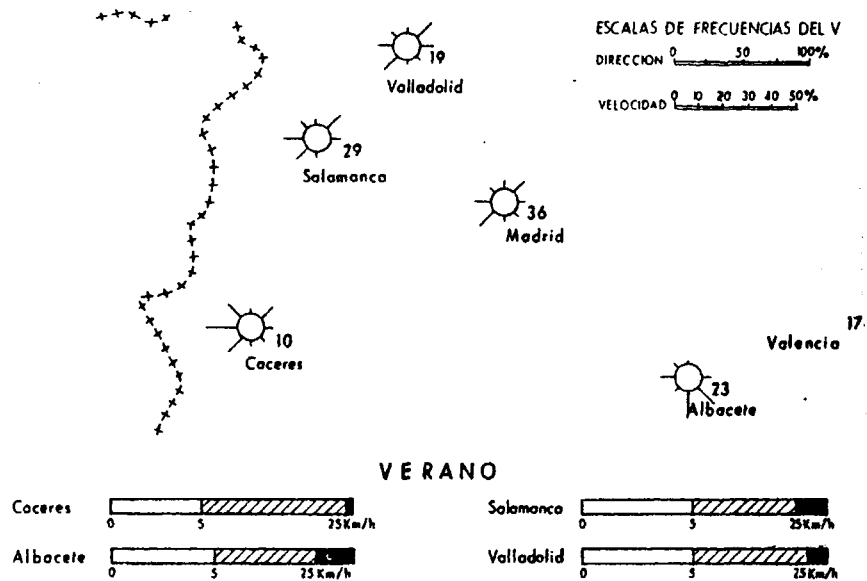


FIG.II-8.- FRECUENCIAS EN % DE LA DIRECCION DEL VIENTO Y VELOCIDAD
(Los números indican el porcentaje de calmas)

ESTACIONES	km/h									
	0-1	2-6	7-12	13-18	19-26	27-35	36-44	45-44	55-65	65
Cáceres	11,1	27,1	34,6	16,3	6,7	3,3	0,8	0,1	0,0	0,0
Albacete	31,3	17,5	14,2	14,0	9,5	7,1	4,6	1,5	0,2	0,1
Salamanca	29,1	16,1	18,6	13,5	9,9	6,7	3,8	1,3	0,8	0,2
Valladolid	20,7	25,2	17,8	16,0	9,9	5,9	3,1	1,1	0,2	0,1

53

CUADRO II-10. Frecuencia anual de la fuerza del viento en porcentajes

MESES	CALMA	km/h			
		0 - 5	6 - 28	29 - 61	61
Enero	6,92	39,76	55,00	4,84	0,38
Febrero	4,46	33,40	58,53	7,73	0,33
Marzo	1,46	26,53	65,53	7,73	0,20
Abril	1,42	27,64	66,28	5,92	0,14
Mayo	1,60	28,86	65,20	5,86	0,00
Junio	2,46	25,13	69,40	5,46	0,00
Julio	2,20	27,86	66,26	5,86	0,00
Agosto	4,73	35,10	59,5	5,40	0,00
Septiembre	3,07	34,21	62,35	4,29	0,00
Octubre	3,50	40,81	55,81	3,36	0,00
Noviembre	6,07	37,69	54,76	7,46	0,07
Diciembre	8,21	44,14	51,71	3,62	0,21

CUADRO II-11. Frecuencia en porcentajes de la velocidad del viento y calma en la estación de Ciudad Real periodo de observación 1959-1973.

diario en Ciudad Real, en el ciclo estacional, es máximo en primavera y mínimo en otoño. En Albacete el máximo parece corresponder al verano, sin duda por influencia de los vientos del S y SE, y el mínimo también al otoño como en Ciudad Real.

2.6. HUMEDAD Y EVAPORACION

La distribución geográfica de la humedad relativa media, en el periodo 1901-30 (Fig. II-9), muestra un gran contraste entre la España Central y las zonas costeras y montañosas. Para BIEL LUCEA (1963 c), la región manchega y algunas áreas meridionales no sobrepasan el 60% de humedad relativa media anual.

Estos valores se correlacionan bastante bien con los obtenidos (Cuadro II-12), en el Estudio del Proyecto Guadiana (O.C.)

Las humedades relativas medias más bajas corresponden en la Llanura manchega, a los meses de Junio, Julio y Agosto. Las más altas a los meses invernales. En la primavera la humedad relativa media desciende, paulatinamente, hasta el mínimo de Julio, para luego ir ascendiendo y alcanzar en el mes de Diciembre los valores máximos.

La humedad relativa media disminuye, desde los Llanos (66,6% media anual) a Ciudad Real (64,9%). Porcentajes máximos los encontramos en el área de La Roda, Villarrobledo y Munera.

La evaporación es un parámetro muy difícil de evaluar y está contro-

ESTACIONES	MESES												MEDIA DEL AÑO
	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	
Los Llanos	72,0	77,0	82,0	82,0	76,0	70,0	64,0	57,0	51,0	49,0	58,0	61,0	66,6
La Roda	71,0	81,0	83,0	83,0	77,0	72,0	66,0	59,0	50,0	46,0	56,0	60,0	67,0
Villarrobledo	67,0	79,0	81,0	81,0	75,0	72,0	67,0	61,0	48,0	44,0	53,0	58,0	65,5
Munera	67,0	78,0	82,0	81,0	76,0	72,0	66,0	61,0	49,0	49,0	57,0	59,0	66,4
Argamasilla de Alba	63,0	76,0	78,0	77,0	74,0	71,0	67,0	62,0	54,0	50,0	56,0	62,0	65,8
Ciudad Real	66,0	72,0	73,0	73,0	69,0	66,0	63,0	62,0	59,0	56,0	56,0	64,0	64,9

CUADRO II-12. Humedad relativa en porcentajes de algunas estaciones de la Llanura manchega, según datos del Estudio del Proyecto Guadiana. No indican años de observación.

lado, principalmente, por la extensión, característica y forma de la superficie evaporante y por el grado de saturación del aire.

Los elementos climáticos que incrementan la rapidez de evaporación son:

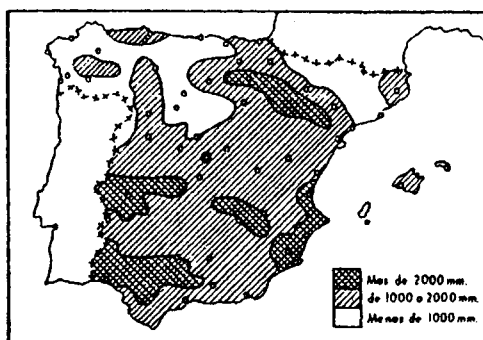
Insolación - Viento - Temperatura - Humedad.

La favorecen los cielos despejados, los vientos fuertes y secos, la temperatura elevada y el aire muy seco. Estas condiciones (ver apartados anteriores) se dan en buena medida en la Llanura manchega.

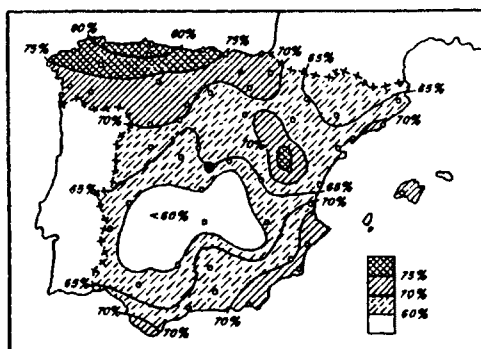
Los resultados de los cálculos de la evaporación potencial (Fig. - II-9), vienen a confirmar el anterior supuesto. La Mancha junto con otras regiones peninsulares pueden sobrepasar los 2.000 mm año.

La evapotranspiración potencial ha sido evaluada por ELIAS CASTILLO Y GIMENEZ ORTIZ (1965), siguiendo los métodos de Thornthwaite, Turc y Penman. En el cuadro II-13, están reflejados los observatorios de Albacete, Alcazar de San Juan, Argamasilla de Alba y Ciudad Real. El déficit medio anual de precipitación, en mm, es notable en La Mancha y oscila entre los 450 y 550 mm (con la fórmula de Thornthwaite). Una zona central destaca por su falta de agua media anual, es la comprendida entre Daimiel y Villarrobledo, con más de 520 mm de déficit de agua. Los meses con superavit no sobrepasan el número de 7, siendo normal 5 o 6 meses, comprendidos entre Noviembre y Marzo/Abril.

El déficit máximo se produce en el mes de Julio, con más de 150 mm -



Mapa anual de evaporación potencial (1901-30)



Mapa anual medio de humedad (1901-30)

ESTACIONES	P en mm	ETP			(P - ETP)		
		Th	Tu	Pe	Th	Tu	Pe
Albacete	335,8		1.019,9	992,7		-756,2	-679,7
Alcazar de S. Juan	377,2	835,7	—	—	-554,5	—	—
Argamasilla de Alba	446,8	794,5	—	—	-488,3	—	—
Ciudad Real	389,5	790,5	1.057,0	920,7	-509,9	-701,3	-616,5

59

CUADRO II-13. Evapotranspiración media anual y balance de agua en mm, según las fórmulas de Thornthwaite Turc y Penman.

en muchas estaciones, y el exceso de agua al principio del invierno o a finales del otoño.

LAUTENSACH (1964), contabiliza de 3 a 5 meses áridos con el método de Thornthwaite. Para él, en realidad es el método de LAUTENSACH y MAYER (1960), un mes es árido cuando la evaporación actual o real sobrepasa en 25 mm a la evaporación potencial. El periodo de sequedad para GAUSSEN es aquel durante el cual $P \leq 2T$. En la Llanura los meses secos, conforme ese criterio, comprenden en la mayoría de los lugares, de Junio a Septiembre y excepcionalmente Mayo, en las estaciones de La Roda y Daimiel.

Finalmente cabe comentar que el método de Thornthwaite es el más adecuado para las zonas templadas, aunque subestima la ETP para las regiones áridas y semiáridas. En cambio los métodos de Turc y Penman exageran los resultados. Utilizando Thornthwaite la evapotranspiración anual potencial en la Meseta Sur llega a cantidades de 700 a algo más de 800 mm, en esa zona central antes comentada.

2.7. CLASIFICACIONES CLIMATICAS

Recogemos en este apartado algunas de las clasificaciones propuestas y utilizadas en nuestro país, por distintos autores, con el objeto de esquematizar, en lo posible, los elementos climatológicos propios de la Llanura manchega.

Clasificaciones fundadas en los valores de la precipitación.

Son las más sencillas y las de más fácil cálculo. Una de las prime-

ras fué el factor de pluviosidad de LANG o "Regenfaktor", relaciona la lluvia - media anual, en mm, con la temperatura media anual. Si el "Regenfaktor" es mayor de 40, estamos en zonas húmedas, si es menor en regiones áridas. DE MARTONNE (1926), añadió a la fórmula de LANG (1920), un 10 al denominador para evitar cocientes negativos y llamó a esta nueva relación índice de aridez; clasificándose los climas del siguiente modo: si el índice vale de 0 a 5 de desierto, de 5 a 10 de semidesierto, de 10 a 20 de estepas y países secos mediterráneos, etc. DANTIN CERECEDA y REVENGA CARBONELL (1941), propusieron un índice termopluiométrico $I_{TP} = \frac{100 \times T}{P}$, para dar más sentido al índice de aridez de DE MARTONNE, y designaron como isóxeras a las curvas que unen localidades de iguales índices. Para ellos la curva isóxera 2 separa la España lluviosa de la España seca.

En el Cuadro II-14, están expresados los valores de los citados índices, para algunas estaciones del borde meridional de la Submeseta sur. De ellos se deduce rápidamente que esas regiones se corresponden con la España árida - o con las estepas, o países secos mediterráneos. Si aplicamos el índice TP utilizando los valores mensuales, la España seca iría del mes de Abril al mes de Octubre, ambos inclusive, y la España subdesértica alcanzaría a los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre.

En la temperatura, precipitación y evapotranspiración.

Dos de las más conocidas son la de KOPPEN y THORNTHWAITE. La de KOPPEN es la más sencilla de aplicar. Considera cinco grupos climáticos principales (A, B, C, D y E) y subgrupos (S, W, f, w, s, m) dentro de los grupos precedentes. Por combinación de esas letras se obtienen 11 tipos climáticos.

OBSERVATORIOS	FACTOR DE LLUVIA (LANG, 1920)	INDICE DE ARIDEZ DE MARTONNE (1926)	INDICE TP DANTIN Y REVENGA (194
Ciudad Real	29,5	17,2	3,4
Daimiel	32,4	19,0	3,0
Alcazar S.Juan	30,0	17,7	3,5
Argamasilla Alba	31,1	18,5	3,2
Las Pedroñeras	30,4	18,0	3,3
Munera	33,1	19,5	3,0
La Roda	26,7	15,7	3,7
Los Llanos (Albacete)	27,3	15,6	3,6

CUADRO II-14. Clasificación climática de algunas localidades de la Llanura manchega y Campos de Montiel.

63

KOPPEN añadió una tercera letra para dar mayor variedad a la clasificación.

La aplicación de esta clasificación en España, ha sido tratada ampliamente por LOPEZ GOMEZ (1959), que han hecho interesantes precisiones para adaptarla a la realidad hispana. Siguiendo estos criterios la mayoría de los observatorios analizados, tendrían como fórmula climática Csa₃, climas templados cálidos, con estación seca en el verano (Mediterráneo), mes más cálido por encima de 22°C y mes más frío entre 0 y 6°C. Albacete, BSKS", presenta un clima de estepa de invierno frío, caracterizado por la media anual inferior a 18°C, sequía estival, mes más cálido superior a 18°C, mes más frío entre 0 y 6° y dos máximos de lluvia hacia primavera y otoño. Otras estaciones como La Roda, Alameda de Cervera y Pantano de Peñarroya entrarían en esta clasificación.

La clasificación de THORNTHWAITE, amplía extraordinariamente la superficie del clima estepario en España. LORENTE (1947) y TAMES (1949), en LOPEZ GOMEZ (q.c.), han calculado las fórmulas climáticas y han construido sendos mapas climáticos de España. En ellos puede observarse como toda la Meseta Sur está dominada por un clima semiárido, mesotérmico con pequeño o ningún superavit de agua y con un porcentaje de la evapotranspiración total del verano, con respecto a la total del año, entre un 48,0 y un 56,3%. Fórmulas DB₂" db₄" y DB₂" db₃".

Ecológicas

ALLUE ANDRADE (1966) relaciona los fenómenos fitológicos y climáticos, y diseña un mapa de subregiones fitoclimáticas de España a E.1:1.000.000. La base de esta clasificación está en los llamados climodiagramas de WALTER-LIETH que representan no un año concreto, sino una tendencia media del año, cal-

culada obteniendo las medias de todos los valores homólogos, adquiridos
 mismas magnitudes, durante n años de observación. Estos diagramas r
 más importantes factores del clima como: temperatura media anual, precipitación
 anual, media de las mínimas del mes más frío, mínima absolut

A la Llanura manchega, siguiendo los métodos de esta clasificación, le
 corresponde la subregión fitoclimática IV_{7c}. Sería un clima mediterráneo, fre-
 cuentemente seco, moderadamente cálido, de inviernos frescos y con formaciones
 de bosque esclerófilo.

Muy recientemente ELÍAS CASTILLO y RUIZ BELTRAN (1973), han trabajado
 con la clasificación agroclimática de PAPADAKIS (1966) que utiliza, preferen-
 temente, los valores extremos de la temperatura. Conforme esta clasificación
 bacete, tiene un régimen térmico templado cálido (TE), un régimen de humedad
 mediterráneo semiárido (me) y un tipo climático mediterráneo semiárido conti-
 nental (TE-me). Ciudad Real, tendría un régimen térmico subtropical cálido
 (SU), un régimen de humedad mediterráneo seco (Me) y un tipo climático subtro-
 pical mediterráneo (SU-Me). El resto de la Depresión manchega entraría dentro
 del tipo climático mediterráneo templado (TE-Me), aunque es posible que en la
 zonas más centrales (Alameda de Cervera, Los Arenales), el tipo climático sea
TE-me.

II.8. RESUMEN DE LOS VALORES DE LOS ELEMENTOS CLIMATOLÓGICOS

Radiación	Nubosidad	Insolación	Temperaturas en grados centígrad					
Cal/cm ² día Media anual	en % Media anual	Horas de sol Media anual	Media anual	Mes más cálido	Mes más frio	Amplitud anual	Extremas	Intervalo varia ción absolutas.
590 a 681	42	2800	13,3 a 14,5	Julio de 24 a 26,5	Diciembre Enero, 4,0 4,5	19,2 a 22,2	-24 Febr. 49 Agost	64,8

Temperaturas en grados centígrados			Heladas		Precipitación en milímetros		
Media máximas mayores	Media mínimas menores	Oscilación media	Periodo in vernal	Días heladas por año. Media anual	Media anual	Mes más seco	Mes más llu vioso
32,6 a 37 en Junio	-0,4 a -0,9 Enero/Febrero	17,1 a 17,9 Julio. 9,0 a 9,2 Dic/ Enero	100/150 días	40/70	360 a 460	Julio, de 3 a 8	Marzo/Octu bre/Diciem bre, de 46 a 71.

Precipitación en mm					Vientos	Humedad y evaporación	
Estación más lluviosa	Irregularidad interanual	Días de lluvia Media anual	Máxima en 24 h.	Días con nieve Media anual.	Dominantes	Humedad relativa media en %	Evaporación po tencial en mm
otoño/inver.	Elevada	45 a 77	85 l/m ²	2 a 5	W y SW	60	1000 a 2000

Cuadro II.15. Resumen de los valores más significativos de los elementos meteorológicos en la Llanura manchega

CAPITULO III
EL MARCO GEOLOGICO

I N D I C E

	<u>Pág</u>
3.1. PALEOZOICO DE LA MESETA	III-1
3.2. TRIASICO	III-4
3.3. JURASICO	III-5
3.4. CRETACICO	III-10
3.5. LAS SERIES CONTINENTALES TERCIARIAS DE LA MESETA MANCHEGA	III-21
3.6. SUMARIO	III-24

CAPITULO III

EL MARCO GEOLOGICO DE LA LLANURA MANCHEGA

Este capítulo se ha redactado en casi su totalidad, con la información aportada por numerosos autores que han trabajado en la zona. Aunque, ciertamente, faltan trabajos especializados o de carácter regional para resolver adecuadamente la historia geológica local y lo que es más importante, los enlaces y relaciones con las áreas vecinas.

Como es lógico el alcance del mismo, está limitado por los datos disponibles y por los propios fines que nos hemos impuesto, que no son otros que resaltar los rasgos geológicos conspicuos de la región (fig. III-1), en que está enclavada la Llanura manchega.

3.1. PALEOZOICO DE LA MESETA

Forma el zócalo de las series sedimentarias más modernas que se han depositado sobre él. El término Paleozoico de la Meseta, abarca sin embargo materiales de edad prepaleozoica. En nuestra región el Paleozoico de la Mese-

ta cierra el borde occidental de la Depresión manchega.

Los materiales del Paleozoico de la Meseta, al menos en los sectores que enmarcan la Depresión, están constituidos, generalizando, por una serie pizarrosa cuarcítica afectada por los plegamientos hercínicos. La sucesión aflorante, en las áreas más próximas al Corredor manchego, está formada, de muro a techo, por conglomerados a los que se superponen cuarcitas blanquecinas, compactas, de textura microgranular a las que siguen una alternancia de cuarcitas arenosas tableadas y pizarras arcillosas, moscovíticas, de color azulado y grisáceo; este paquete contiene Cruziana Goldfussi y C. furcifera. La unidad superior se enriquece en capas pizarrosas (Hoja 1:200.000, Tomelloso, número 62, - 1972). MESEGUER (1953), en los afloramientos de la Sierra del Navajo, cita la presencia en los tramos de cuarcita de Scolithus dufrenoyi y S. linearis.

Este conjunto litológico de edad base del ordovício inferior, facies de la Cuarcita Americana, podría incluir niveles del Cámbrico superior. Los espesores medidos son del orden de los 250 a los 300 m. Las pizarras de Calymene junto con capas de transición al Carodociense y otras de edad silúrica, parece que cierran la secuencia cronoestratigráfica local.

En Campo de Montiel, junto al valle del Alarconcillo, en las proximidades de la laguna de San Pedro, (HERNANDEZ-PACHECO, E. 1932, DUPUY DE LOME 1954 y DEFALQUE, 1976), un asomo cuarcítico, irrumpe entre las facies calcolomíticas del Jurásico inferior. Estas cuarcitas, con algunas intercalaciones finas pizarrosas, y un espesor visible de 60 a 80 m, pueden relacionarse, por su facies, con la Cuarcita Armoricana.

3.2. TRIASICO

Estos depósitos reposan en discordancia sobre las series paleozoicas que ya estaban deformadas y erosionadas, previamente a la deposición de éstos materiales. Los únicos afloramientos dentro del territorio en estudio, se encuentran en Alcazar de San Juan y en Ruidera.

El afloramiento de Alcazar de San Juan (YEBENES, MARFIL, SORIANO, DE LA PEÑA, Y DIAZ MOLINA, 1977), lo han dividido en siete unidades litoestratigráficas. El término basal contiene brechas arcillo-ferruginosas con cantos y bloques de cuarcita, continua la serie con unas areniscas de grano fino con escasas arcillas intercaladas rojas, potencia 10 a 15 m. Encima un tramo complejo formado por areniscas de grano fino, limolitas y arcillas con algunos niveles de carbonatos en el tercio inferior, colores rojizos, verdosos, grises y morados, espesor 70 a 85 m. Sobre esta unidad se depositaron de 10 a 15 m de limolitas verdosas con areniscas de grano fino y dolomías, a las que siguen una unidad arcillosa con intercalaciones de limolitas, carbonatos y yesos, potencia 30-40 m. La serie finaliza con unas arcillas yesíferas grises y verdosas con yesos blancos anastomosados, potencia de 15 a 20 m, y las Dolomías tableadas de Imón. Esta última unidad la trataremos en el apartado de el Jurásico, siguiendo el esquema clásico de descripción de la columna estratigráfica regional.

La potencia oscila, pues, entre los 135 m y 175 m. En el "Esquema geológico del zócalo de la Llanura manchega", preparado por NIÑEROLA, TRAC, TORRENS, BATLLE Y CALVIN (1976), las facies triásicas presentan una magnitud de sub-afloramiento realmente extraordinaria, bajo los depósitos pliocenos de la

Depresión manchega. Se extienden como un gran arco entre el Paleozoico de la Meseta y el resto de las series mesozoicas.

En la región de Manzanares el Triásico emerge de la Llanura, y bordea los páramos calizos de Montiel, por su borde más meridional, hasta Alcaraz. En estos lugares los materiales triásicos, tienen espesores y litofacies muy parecidas a las de Alcazar de San Juan y han sido estudiados recientemente por ALVARO Y GARCIA ARGUESO, 1977, y GARCIA VELEZ y RODRIGUEZ ESTRELLA (en prensa).

El afloramiento de las Lagunas de Ruidera corresponde a los tramos más altos de la columna que contienen arcillas abigarradas yesíferas, con algunas capas de evaporitas y de carbonatos (DEFALQUE, 1976, o.c.)

La edad de la sucesión sería Kéuper, en facies de borde, para RICHTER y TEICHMULLER (1933), aunque es muy posible que esté representado todo el Triásico, e inclusive el Pérmico en los términos basales.

3.3. JURASICO

La monotonía litológica y la escasez de afloramientos suficientemente ilustrativos, junto con la ausencia de asociaciones faunísticas fósiles significativas en Campo de Montiel, pueden justificar la gran imprecisión con que se han tratado los rasgos geológicos de esta región. Así, para la mayoría de los autores antiguos, Campo de Montiel, estaba formado por materiales triásicos, siguiendo la tradición impuesta por VERNEUIL y COLLOMB (1853). Inclusive los autores de las primeras Hojas Geológicas, dieron una edad cretácica, Ap

tense, a buena parte de este territorio: DUPUY DE LOME Y GOROSTIZAGA (1932) , La Gineta, 765; DUPUY DE LOME Y GOROSTIZAGA (1951), ver memoria de la Hoja de Sotuélamos, 763, redactada en 1932; y GOROSTIZAGA y DUPUY DE LOME (1941), Munera, 764.

Las investigaciones actuales, realizadas con la nueva cartografía geológica nacional, han aportado precisiones de interés al conocimiento geológico regional, aunque persisten todavía graves lagunas de conocimientos, sobre todo en lo referente a cronología y relaciones de algunas de las series aflorantes en Campo de Montiel. Los datos que siguen han sido tomados preferentemente de FERREIRO Y ROIZ GARCIA (1975), DEFALQUE (1976, o.c.) y BALMASEDA, MEDINA, TELL Y LARA (1976). El Jurásico del borde externo de Campo de Montiel se puede dividir, en los siguientes tramos o unidades.

Tramo inferior.

La base de este término litoestratigráfico tan solo es visible en algunos puntos del valle del río Guadiana, aguas arriba del Pantano de Peñarroya. Comienza con unas dolomías blancas, bien estratificadas, que en lámina se identifican como dolomicroesparita; espesor de 18 a 25 m. GOY y YEBENES (1977), las hacen equivaler a la Formación Imón, que precede a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña en la Cordillera Ibérica. Su edad podría ser triásico superior terminal. La serie continua con unos 60 a 100 m de materiales calco-dolomíticos que tienen en la base de 20 a 30 m de calizas rojas o amarillentas, de aspecto masivo, altamente karstificadas, con abundantes recristalizaciones y rellenos, en los huecos producidos por disolución, de cristales escalenoédricos de calcita espática. Hacia el Este esta caliza -

roja presenta una dolomitización más marcada. Sigue encima un paquete margo cilioso verdoso al que se superpone, de 10 a 15 m de unas calizas rojas de pecto y textura muy parecidas a las anteriores. Cuando la recrystalización la dolomitización, que es más frecuente en estos términos, no ha sido intensa se identifican unas calcarenitas con estructuras oolíticas y restos de equinodermos, gasterópodos y lamelibranquios.

Culmina esta unidad con calizas bioclásticas, biomicritas de color gris azulado o crema, muy bien estratificadas en bancos, dan resalte morfológico en campo, con espesores de 10 a 30 m. Contienen faunas de crinoides, braquopodos, equínidos, etc, mal conservados por la posterior recrystalización. De varios afloramientos se citan: Spiriferina alpina, S. walcotii, Plicatula spinosa, Terebratula cfr. sarthacensis, Lingulina pupa y Lingulina tenera. Posible pliensbachense.

Tramo medio.

Es de potencia muy variable, entre 40 y 80 m. Está formado por margas y arcillas de tonos verdes, con intercalaciones de dolomía blanca extremadamente fina y caliza micrítica. Se encuentran en la parte alta del tramo bancos calcáreos bréichicos, cuyo origen estaría en la inestabilidad del fondo marino, de todas formas es posible que existan en la región, calizas bréichicas en otras posiciones estratigráficas. Estas calizas bréichicas ocupan gran extensión de afloramiento en este borde externo de Campo de Montiel. A techo se ve una caliza un nivel muy constante de una lumaquela con lamelibranquios: Astarte woltzi y Núcula hammeri, y margas y arcillas semejantes a las inferiores.

Tramo superior.

Presenta un espesor máximo próximo a los 40 m. Es un conjunto calcáreo, con secuencias de calizas margosas intercaladas y numerosas calcarenitas con oolitos y gravels. En la base se sitúa una caliza roja, acarniolada, con fenocristales y abundantes oquerosidades y laminaciones. Los niveles oolíticos de color crema y salmón, en lámina, contienen faunas de lamelibranquios, espículas de esponjas, ostrácodos, coralaris, braquiópodos, foraminíferos.... A muro de este paquete se ha citado Pseudogibbirhyehia morei lo que indicaría un Toarciense superior.

La serie abarcaría, entonces, desde un triásico superior terminal a un posible Dogger. ELIZAGA (1979 y 1980, en prensa), realiza en base a los datos existentes una síntesis regional que incluye, además de la Meseta, zonas del Prebético externo. Agrupa los tres tramos aquí descritos en dos unidades que denomina L1 y L2D. La unidad L1, estaría dentro del Lías inferior. La unidad L2D, que comprendería el tramo medio y superior, iría del Lías inferior-medio al Dogger.

Los materiales jurásicos en la Llanura manchega y en el reborde más meridional de la Sierra de Altomira, están pobremente representados. Se reducen a isleos que afloran en los núcleos anticlinales. El afloramiento más extenso es el situado en Campo de Criptana. Litológicamente está compuesto por calizas dolomíticas con tonalidades algo rosadas o amarillentas que constituyen el yacente de gruesas bancadas de calizas detríticas, con abundantes restos de crinoides, en las que se intercalan delgadas hiladas de calizas ricas en nódulos de silice (GAIBAR PUERTAS Y GEYER, 1969). GOY y YEBENES (1977, o.c.)

identifican las calizas dolomíticas de la base, con las dolomías tableadas de la Formación Imón, que como ya se ha dicho podrían pertenecer al Triásico superior terminal.

En la Llanura manchega, URROZ (1978 o.c.), delimita algunos asomos de calizas (p.e. Guijoso, La Capitana, etc) de un posible Lías medio-superior. Los sondeos para aguas, cortan o tocan las series jurásicas, sobre todo, en el sector central del Corredor manchego.

En Mota del Cuervo, FONTBOTE y RIBA (1956), encuentran en el núcleo de una estructura anticlinal, unos 50 m de calizas compactas, duras, bien estratificadas de color gris rosado a gris verdoso, a las que asignan una edad del Lías medio. DUPUY DE LOME (1955), también atribuye al Lías, unas calizas potentes blancas y cristalinas con artejos de crinoides que afloran en una charnela anticlinal, en la carretera de Mota del Cuervo a Belmonte.

Para los dominios más sur-orientales de la Sierra de Altomira, GARCIA ABBAD (1975 y 1978), describe pequeñas series jurásicas en los anticlinales de San Clemente, Villar de Cantos, Vara del Rey, anticlinorio de Vara de Rey, Casas de Fernando Alonso, Pozoamargo y anticlinal de Tebar. En todos ellos los materiales están compuestos casi exclusivamente por calizas dolomíticas y dolomías recrystalizadas, de aspecto brechoide, con colores unas veces blancos, amarillentos o rosados. Estos depósitos sin estratificación aparente, alcanzan un espesor máximo visto del orden de los 60 m. La edad de estas series, por analogías litológicas con el afloramiento de Yémeda, serían del Dogger, excluido el Calloviense, de acuerdo con los datos de VIALIARD (1973).

3.4. CRETACICO

• Los afloramientos cretácicos en el borde externo de Campo de Montiel tienen dimensiones reducidas y sus espesores no parecen que sean importantes. - Esta ausencia de afloramientos junto con la presencia de grandes manchas de conglomerados, en posición estratigráfica dudosa, condiciona en gran medida el -- acercamiento a una paleogeografía real del Cretácico, y sus relaciones con otros sectores geográficos próximos.

PLANCHUELO PORTALES (1945), descubre el yacimiento paleontológico de Casa Grande, en las Lomas del Pelón, a unos 16 km al NE de Manzanares, con fauna de Sauvagesia. Una recolección de fósiles más minuciosa, realizada por FERNANDEZ LAMPAYA (PLANCHUELO PORTALES, 1949), es clasificada por BATALLER. La fauna recogida está compuesta por numerosas especies de equínidos, moluscos y rudistas. Para BATALLER, la asociación es de edad turoniense sin llegar al Santonien se. MESEGUER (1954), continúa este afloramiento en la hoja contigua de Tomelloso. Más recientemente BALMASEDA et al. (1976 o.c.) cartografían y describen con mayor precisión el Cretácico de las Lomas de Pelón. Encuentran la siguiente sucesión de muro a techo:

- a) Discordantemente sobre las calizas tableadas de posible edad -- pleinsbachienne, 10 m de arenas y areniscas cuarzo feldespáticas, con estratificación cruzada y colores blancos, rojos o abigarrados. Edad albiense.
- b) 10 a 15 m de calizas oquerosas y margas blanquecinas en la base , con calizas de aspecto arenoso a techo. Hay en este tramo diver--

esos niveles de lumaquelas de lamelibranquios. Edad cenomaniense turoniense.

- c) 8 m de calizas blanco amarillentas con gran cantidad de fósiles, donde predominan los Rudistos unidos por cemento calizo. La presencia del bivalvo Radiolitas aff. angeoides, les hace pensar en un Senoniense, para este paquete calizo superior.

No existe en todo el borde externo de Campo de Montiel, ningún otro afloramiento equivalente. Sin embargo sí se encuentran en este borde y sobre las extensas plataformas, construidas en los materiales calco-margo-dolomíticos jurásicos, de este segmento meridional meseteño, extensos guijarrales de origen enigmático. Los primeros autores de las hojas geológicas, DUPUY DE LOME, ROSTIZAGA J. y NOVO (1933, Hoja de Peñas de San Pedro, 816), GOROSTIZAGA y DUPUY DE LOME (1941, Hoja de Munera, 764).... DUPUY DE LOME (1956, Hoja de Lezuza, 789), dieron como Plioceno a estos canturrales. Los trabajos más modernos de levantamiento de cartografía geológica, han seguido incluyendo a estos depósitos en el Plioceno o Plio-Cuaternario sin mayores precisiones. Sin embargo algunos autores dudan de estas aseveraciones tradicionales o plantean hipótesis acerca del origen de estas facies. DEFALQUE (1976 o.c.) plantea la cuestión dentro de un ámbito regional más amplio (pp. 9 y 10), y sugiere que éstos conglomerados cuarcíticos "constituyan en realidad vestigios de mantos de grava de edad jurásica, es decir, de una facies weald precoz". URROZ (1974, p. 8, ja de Villarrobledo publicada en 1978), habla de la posibilidad de que su origen se corresponda con un "Utrillas" alterado. PEREZ-GONZALEZ (1974), en mismo trabajo de URROZ, hace notar (pp. 13 y 14) que los aspectos morfo-estr

tigráficos, en la descripción de éstos términos, ha sido siempre poco rigurosa, y que sería necesario un estudio regional amplio para resolver la cuestión. Finalmente TORRENS et al. (1976), expresan su opinión (pp. 410 y 411), en el sentido de "que puedan pertenecer a resíduos de la base de la facies Utrillas e incluso al Weald".

Por nuestra parte hicimos algunos recorridos por Campo de Montiel, -- hasta los alrededores del arco de Cazorla-Hellín-Alcaraz, en el verano de 1976, -- acompañado por ELIZAGA, que buscaba criterios estratigráficos para situar más precisamente a estos canturrales. De este trabajo en común se llegó a las siguientes conclusiones:

- La posición morfológica que ocupaban no era uniforme.
- Que grandes manchas cartografiadas, a las que se las había comparado con depósitos tipo Raña, tenían posiciones morfológicas relacionadas con una superficie de erosión de edad, al menos, pre-plioceno medio (ver Capítulo V de este trabajo).
- Que otras provenían de la alteración y remoción de las facies basales de la molasa miocena, o estaban derramadas, desde los relieves dominantes, sobre formas de ladera o formas topográficas diversas.

A todos estos criterios cabe añadir, que elementos cuarcíticos con texturas idénticas a los de Campo de Montiel, forman parte de las facies terrígenas o clásticas pliocenas, situadas en el borde sur de la Llanura manchega.

ELIZAGA (oo.cc.) estudia regionalmente, en un trabajo documentado, la edad, posición geométrica y medio deposicional, de estas facies. Arranca de los sectores más sudorientales de la Meseta y del Prebético externo. Denomina unidad Cm a unos términos estratigráficos de los cuales el que se encuentra muro, está formado por conglomerados, esencialmente cuarcíticos, con distribución granulométrica, morfología de grano y otras características (pátina cerea y -- huellas tipo "uña"), en todo semejantes a los materiales que se hayan distribuidos por la Plataforma morfoestructural de Campo de Montiel. En Peñas de San Pedro se apoyan los conglomerados silíceos sobre las dolomías del Dogger, que ya estaban previamente karstificadas, mientras que a occidente, depósitos -- que aparentemente no han sufrido ningún reciclaje, reposan sobre tramos jurásicos más inferiores.

Es en estas zonas más occidentales, Sur de Tomelloso y Argamasilla de Alba, donde se han localizado dos importantes rellenos kársticos, desarrollados en las calizas y dolomías superiores del Jurásico inferior. El material -- que rellena las cavidades kársticas, explotados hace años para la industria cerámica, es una arcilla muy pura, de color rojizo (2,5 YR 6/8), compactada, que rompe en grandes prismas y que en uno de los yacimientos está recorrida por -- concentraciones secundarias de yesos. En ambos yacimientos, pero sobre todo uno de ellos, conglomerados cuarcíticos, afectados por diversos procesos edáficos y remociones, fosilizan los huecos por disolución y sus rellenos. Nada se puede decir, por el momento, acerca de los mecanismos y edad de estos procesos, ya que serían necesarios estudios más específicos para explicar, suficientemente la evolución en el tiempo del paisaje calizo de Campo de Montiel.

El término a techo está constituido por arenas de colores blancos,

rojos o violáceos, y lo hace equivaler a la denominada facies "Utrillas". La edad de los conglomerados cuarcíticos sería Albiense, s.l. o Aptiense superior muy dudoso, por correlación con afloramientos bien datados en la región (ARIAS 1978 y FOURCADE, 1970). La unidad Cm estaría comprendida entre el Albiense y el Cenomaniense inferior. Queda así pues establecido que buena parte de las manchas conglomeráticas citadas como Pliocenas son Cretácicas, y, como conclusión inmediata, que otras, que habría que separar en una cartografía detallada, provienen de la erosión y transporte de los depósitos originales, una vez que éstos quedaron expuestos a la intemperie por desmantelamiento de su cobertera.

Un buen criterio de correlación de esta unidad Cm, es su facies mineralógica. De las muestras establecidas, nueve en total, la andalucita con porcentajes entre el 1 y el 38%, está en todas ellas, si exceptuamos la muestra del afloramiento del anticlinal de Tebar, al NO de El Picazo.

La asociación mineralógica de pesados de las facies arenoso-conglomeráticas de Campo de Montiel, e incluso del Prebético externo, están caracterizadas por la turmalina (42% a 86%), y como mineral o minerales secundarios la andalucita (1 a 38%) y/o el circón. En los ligeros domina el cuarzo con porcentajes de hasta el 99%, aunque los feldespatos potásicos pueden alcanzar valores elevados (0 a 33%), en algunos de los análisis realizados. Algo parecido les ocurre a los carbonatos con un 74% y un 86%, en dos de las muestras analizadas.

En el anticlinal de Tebar, los minerales pesados, indican un área de aportes distinta de la pueda suponerse para los depósitos de igual edad del borde meridional de la Meseta. La asociación de los minerales densos transpa--

rentes entre sí es: circón (32%) - turmalina (23%) - rutilo (19%), acompañados por el también mineral resistente anatasa (13%). En los ligeros el cuarzo (90%) es mayoritario, seguido muy secundariamente por el feldespato potásico (8%) y - el carbonato (2%).

En dos muestras tomadas en depósitos removidos, el mineral de metamorfismo andalucita está solo presente (1% - 2%), y la asociación de pesados está compuesta por: circón (36% y 55%) - turmalina (21% y 48%). En los ligeros - la asociación es: cuarzo (58% y 61%) - carbonato (24% y 40%). Los feldespatos potásicos están peor representados con porcentajes del 1% y 9%.

Un dato que puede resultar de interés es la relación de opacos naturales a opacos de alteración. En casi todas las muestras es mayor que 4, a excepción de las facies conglomeráticas más externas a la Meseta, en las cuales, dicha relación se hace sensiblemente más pequeña que uno, lo mismo que en los materiales reciclados, donde el ratio es también próximo a uno.

Para ELIZAGA (oo.cc.) el área madre de estos sedimentos se situaría al SO de Campo de Montiel. La asociación mineralógica sugiere áreas madres - graníticas con aureolas metamórficas de pizarras andalucíticas, además de estratos cuarcíticos. Un enclave con una disposición semejante a la descrita, es el que tiene la masa granítica de Santa Elena (Hoja 1:200.000 núm. 70, Linare 1971) en Sierra Morena oriental.

El Cretácico en la Llanura manchega tiene mejor exposición, por 1 magnitud de sus afloramientos, que las series jurásicas. La mayoría de los ya

cimientos son relieves exhumados por desmantelamiento de los depósitos pliocenos. Una columna estratigráfica sobresaliente es la que se encuentra en el anticlinal de Villarrobledo (URROZ, 1978 o.c.). De muro a techo:

- a) Una serie detrítica basal, con potenciavisible superior a los 40 m formada por arenas, arcillas margosas y areniscas, con altos contenidos de cuarzo y feldespatos caolinizados, con cemento calcáreo o ferruginoso, y colores blancos, ocreos, rojizos o versicolores. Existen cantos dispersos y lentejones microconglomeráticos abundantes. Su edad sería Albiense (s.l.).
- b) Unos términos detríticos de transición entre los que se intercalan niveles más calcáreos, con frecuentes moldes de moluscos. Las capas calcáreas parcialmente recristalizadas y dolomitizadas aumentan hacia el techo. Este conjunto litológico, por las faunas clasificadas, iría del Cenomaniense a un posible Senoniense.

Los sondeos hidrogeológicos hechos en la región, por diversos organismos oficiales y por particulares, han cortado a estas formaciones cretácicas, preferentemente, en los sectores centro-orientales de la Depresión, con espesores que van aumentando paulatinamente hacia el Este.

La correlación de estas unidades aflorantes o no, con el Cretácico de la Sierra de Altomira no ofrece mucha dificultad. En Mota del Cuervo (FONTBOTE y RIBA, 1956 o.c.), distinguen, en el flanco occidental del anticlinal que pasa inmediatamente al Este de dicho núcleo urbano, las unidades estratigráficas siguientes:

- B. Sobre el Lías medio de 0 a 25 m de arenas caoliníferas, conglomerados y areniscas de cemento ferruginoso, que equivalen a las capas de Utrillas.
- C. 25-35 m de margas arcillas detríticas con algún nivel calizo interestratificado. Albiense-Cenomaniense.
- D. 50-60 m de margas arcillosas y limosas, areniscas de grano fino y calizas algo limosas con lamelibranquios, gasterópodos y equifidos, con abundantes restos de Exogira flabellata. Cenomaniense-Turonense.
- E. 15 a 20 m de calizas y margas con rudistas y alveolinas. Senonense.
- F. unos 25 m de una serie arenosa arcillosa, con colores variados y lechos de caolín. Contienen cantos rodados exclusivamente de cuarcita. Posible Daniense. Acaba la serie con el término G formado por más de 250 m, de una sucesión detrítica arcillosa de color rojo ladrillo, con cantos de cuarcita y de caliza sin caolín. Paleógeno.

. El Cretáceo en la hoja de El Provencio (715) guarda gran similitud con el de Mota de Mota del Cuervo. DUPUY DE LOME (1955), cita para los términos más bajos unas arenas y areniscas blancas, rojas y abigarradas; en ocasiones son margas arenosas intercaladas o margas arcillosas y limosas. Espesor 18 m. Continúa la columna con un Albiense-Cenomaniense constituido por margas arcí--

llosas de tonos amarillentos u ocráceos, alternando con calizas margosas del mismo tono. En las margas arcillosas se intercalan bancos de areniscas de grano fino algo micáceas. Estos paquetes contienen fauna de Exogira flabellata, E. Columba y E. pseudoafricana, junto con tylostomas, pectínidos, etc. Encima una potente serie de calizas rojizas de tonos abigarrados, cavernosas, con frecuentes vetas de calcita y recristalizaciones. Da como Senoniense, unas calizas amarillentas terminales, de aspecto brechoide y fractura concoidea. Aparentemente concordante con las capas inferiores, se sitúan unas arcillas rojas, en ocasiones margosas, otras veces arenosas, con areniscas silíceas y cantos sueltos de cuarzo y conglomerados preferentemente calizos. Su espesor es, aproximadamente, la décima parte del encontrado en las series equivalentes de Mota. El autor considera a estas últimas facies como paleógenas.

Más recientemente GARCÍA ABBAD (1975 y 1978, oo.cc.), FERREIRO (1976) y RUBIO NAVAS (1976), estudian el Cretácico entre el Pantano de Alarcón y la Llanura manchega. Sucintamente describimos a continuación los datos litoestratigráficos por ellos obtenidos.

- a) En el yacente de la serie, y en puntos muy localizados (p.e. anticlinal de Tebar), GARCÍA ABBAD (oo.cc.) atribuye a una facies -- "weald", unos 50 m de sedimentos compuestos por dos tramos blandos margos arenosos de tonos ocre anaranjados o abigarrados, en los que se intercala un paquete más competente calizo y calco-margoso. Estos materiales están separados a techo y a muro por sendas discordancias, al menos erosivas. Por correlación con áreas vecinas piensa que son del Valanginiense-Hauteriviense.

- b) Encima la Formación Utrillas, de edad albiense-cenomaniense inferior, con litofacies de arenas cuarzo-feldespáticas y cantos cuarcíticos y de cuarzo sueltos, colores blancos o abigarrados. Espesor entre 20 y 40 m.
- c) En tránsito neto, alternancia de margas, margas dolomíticas, calizas, calcarenitas, etc. Basalmente un nivel lumaquéllico discontinuo con abundante fauna de bivalvos, entre otros se han clasificado: Corbula picteti, Cardium subdivinense, etc., asociación que caracteriza al Cenomaniense. Espesor entre 40 y 50 m.
- d) Comienza este tramo con calizas dolomíticas de colores cremas, rosados o rojizos, bien estratificadas a muro, que hacia el techo son de aspecto más masivo, al NE de la región investigada. En otros puntos, el carácter tableado y en bancos se mantiene y se observan en las capas superiores, calizas micríticas con silicificaciones nodulares de tamaño variable. La presencia de Rudistas (Caprinula boissyi, Radiolites sauvegesi), radiolíticos, corales y bivalvos, confirman una edad turoniense para estos materiales, que han sido denominados "Turoniense dolomítico", para separarlos de un "Turoniense margoso" de probable edad turoniense-coniaciense o Senoniense medio superior, según los autores, compuesto por una alternancia de términos margo calcáreos de colores verdosos, grises o negruzcos, también con silicificaciones, texturas pisolíticas y colonias de Microcodium. Varios levigados de estos niveles han proporcionados restos de ostrácodos, tallos y ogonios de caraceas, gasterópodos

etc. Sería un episodio de ambiente salobre transicional, con influencias continentales, a marino litoral. Este nivel con características de nivel guía tiene un espesor de unos pocos de metros, 3 a 4 m, aunque para otros autores, si es que nos estamos refiriendo al mismo horizonte, podría alcanzar los 25 m. La potencia del "Turoniense dolomítico" oscila entre los 40 y 60 m.

- e) Quizás este tramo puede abarcar en parte el "Turoniense margoso".

Para GARCIA ABBAD (gg.cc.), comienza bruscamente con una serie -- de características brechoides, cantos y bloques calizos de aspecto caótico, sin ordenación y con estratificación mal definida. Para los otros autores, esta unidad se inicia con bancos calco-dolomíticos, con fauna de rudistas, moluscos y lamelibranquios. La asociación de microfauna, con Lacazina elongata, que aparece ya en la parte medio superior de la sucesión, justifica una edad que iría del Coniaciense al Santoniense. Los términos superiores brechoides, de origen diagenético, estarían comprendidos entre el Santoniense superior y el Campaniense. El espesor, contando los niveles inferiores calco-dolomíticos, está próximo a los 100 m.

- f) El Maastrichtiense no aflora en los sectores más meridionales de la Sierra de Altomira, aunque en regiones próximas está claramente identificado (VIALARD, 1968 y 1969, VIALARD y GRAMBAST, 1968 y 1970). Estas facies lagunares salobres de características calco-detríticas evaporíticas, marcan inequívocamente el levantamiento de la Cordillera Ibérica y de amplias áreas de la Meseta.

3.5. LAS SERIES CONTINENTALES TERCIARIAS DE LA MESA MANCHEGA

No parece que se hayan conservado soterradas por los depósitos pliocenos de la Llanura manchega, las potentes series detríticas que rellenan la Depresión intermedia, o Mesa manchega en sentido geográfico. La problemática de estas series han sido tratadas cumplidamente por VILAS y PEREZ GONZALEZ (1971), PEREZ GONZALEZ, VILAS, BRELL y BERTOLIN (1971), DIAZ MOLINA (1974 y 1978) y por GARCIA ABBAD (oo.cc.). En este apartado tan sólo trataremos algunos aspectos generales que nos han de servir más tarde, para comprender la evolución geotectónica y geomorfológica de la Llanura manchega y sus marcos.

Sobre la "Unidad basal" que comprende términos del cretácico superior terminal, tramo o unidad "f" de la anterior descripción, se apoya en discordancia angular poco marcada la denominada Unidad detrítica inferior, con potencia entre 0 y 170 m, compuesta por una litofacies de calizas, margas, arenas, areniscas, conglomerados y yesos, con colores blancos, anaranjados o abigarrados. Cubriendo en discordancia angular a los materiales preexistentes—Cretácico marino, Unidad basal y Unidad detrítica inferior—comienza el ciclo de la Unidad detrítica superior, que tiene una gran variabilidad de facies en sentido vertical y horizontal. En las zonas más próximas a la Llanura manchega, es posible distinguir 4 unidades o tramos litoestratigráficos que de abajo a arriba son:

- a) Arcillas rojas, yesos y areniscas. Serie de las arcillas rojas. Potencias visible 50 a 60 m.
- b) Arcillas, areniscas y yesos. Serie intermedia. Colores suavemen

abigarrados. Potencia media 20 a 30 m.

- c) Areniscas, arcillas, conglomerados y calizas. Areniscas superiores. Potencia media 40 a 50 m.
- d) Calizas. Potencia máxima de 10 a 15 m.

La Unidad detrítica superior en el territorio de Carrascosa del Campo - Huete, puede alcanzar los 600 m de espesor. La Depresión intermedia se colmata en estos sectores con una formación, la Unidad terminal. El paso de la Unidad detrítica superior a la Unidad terminal, en las áreas de borde, se produce por medio de una discordancia progresiva, mientras que en las regiones más centrales, bien por producirse una convergencia de facies entre ambas unidades o por falta de criterios geométricos-estructurales, estos litosomas aparentan ser concordantes.

Las litologías de la Unidad terminal* son variadas, pero dominan las arcillas margosas, las margas yesíferas, los yesos y las arcillas rojas. Las calizas aparecen, preferentemente, al techo de la unidad, así como las intercalaciones margosas. La serie está coronada en Loranca del Campo, en Villarejo, etc por caliza compacta en todo similar a las calizas de La Alcarria y a la unidad de las Calizas del río Júcar (Capítulo IV). La potencia de esta sucesión puede alcanzar los 180 m. En el sinclinal terciario de San Lorenzo de la Parrilla el espesor es sensiblemente menor, no llegando a los 80 m de potencia.

La cronoestratigrafía de estas unidades han quedado bien establecidas -- por DIAZ MOLINA (1978, o.c.). La Unidad detrítica inferior iría del Eoceno --

* Comentarios referentes al sentido cronoestratigráfico que debe darse a esta unidad, están expresados en el Apartado 5.5.1.

(Rhenaniense) al Oligoceno superior, base del Arverniense, datado por el yacimiento de Carrascosa-1 (CRUSAFONT Y AGUIRRE, 1973). La fase paroxismal Castellana (PEREZ GONZALEZ en PEREZ GONZALEZ et al, 1971, o.c.) separa esta unidad de la superior o Unidad detrítica superior, con una edad comprendida entre el Oligoceno superior y el mioceno inferior basal (techo del Ageniense). Una nueva fase de plegamiento (post-Ageniense superior), de menor intensidad que la anterior, se sitúa entre la Unidad detrítica superior y la Unidad terminal. A esta nueva fase de plegamiento se la conoce como Neocastellana (AGUIRRE, DIAZ MOLINA y PEREZ GONZALEZ, 1976). La Unidad terminal, abarcaría desde el Mioceno inferior (Orleaniense inferior) al Plioceno medio (?).

Estos sedimentos de la Mesa manchega, no han sido encontrados ni en la Llanura manchega ni en Campo de Montiel, aunque no existen criterios en contra que puedan justificar su no deposición, en algunas partes de estas áreas.

El terciario marino, sin embargo, descansa sobre las series Jurásicas, ya deformadas, al Sur y SE de El Ballester. CALVO (1978), distingue, en un estudio regional, cuatro unidades litoestratigráficas, que de muro a techo son: Unidad conglomerática basal, Unidad calcáreo-bioclástica con estratificación cruzada a gran escala, Unidad calcáreo-bioclástica arenosa y Unidad margosa.

Estas unidades se depositaron desde el Langhiense hasta el Serravallien superior - Tortoniense basal, en ambientes litorales someros.

Posteriormente en las Cordilleras Béticas, Zona Prebética, se instalaron pequeñas cuencas continentales, con litologías detrítico calcáreas, desde el cierre del Estrecho Nordbético, hasta el Turolense superior (CALVO, ELIZA-

GA, LOPEZ MARTINEZ, ROBLES Y USERA 1978).

3.6. SUMARIO

En el cuadro: III-1, se han resumido las características más sobresalientes de las unidades litológicas junto con su medio deposicional. También en la columna estratigráfica regional se han situado las fases tectónicas o discontinuidades, y se han establecido las correlaciones geológicas, entre los distintos sectores que enmarcan la Llanura manchega.

CAPITULO IV

EL NEOGENO SUPERIOR

INDICE

	<u>Pág</u>
4.1. LA CUENCA TERCIARIA DEL JUGAR	IV-1
4.1.1. Antecedentes	IV-1
4.1.2. Las series neógenas del Valle del río Júcar	IV-5
4.1.3. Los sondeos del área de Tarazona de la Mancha-La Roda	IV-14
4.1.4. Las series terminales pliocenas en el sector de La Roda-Minaya	IV-24
4.1.5. Síntesis litoestratigráfica	IV-29
4.2. EL NEOGENO DE LA ZONA CENTRAL Y ORIENTAL DE LA LLANURA MAN- CHEGA	IV-42
4.2.1. Antecedentes	IV-42
4.2.2. Las series neógenas entre La Roda y Villarrobledo. Los sondeos de la transversal de Minaya	IV-44
4.2.3. La sucesión neógena entre Villarrobledo y Villarta de San Juan	IV-51
4.3. LAS CALIZAS TRAVERTINICAS DE EL PANTANO DE PEÑARROYA	IV-66
4.4. CAMPOS DE CALATRAVA Y LLANURA MANCHEGA OCCIDENTAL.	IV-71
4.4.1. Estratigrafía y Paleontología de los Campos de Cala trava	IV-71
4.4.2. Estratigrafía y Paleontología de la Llanura manche ga occidental	IV-77
4.5. LAS SERIES ROJAS PLIOCENAS DE LA MESA DE OCAÑA. EL YACIMIEN TO PALEONTOLOGICO DE LA PUEBLA DE ALMORADIER	IV-80
4.5.1. Antecedentes	IV-80
4.5.2. La secuencia geológica en el corte de Villarrubia de Santiago	IV-82
4.5.3. El yacimiento paleontológico de la Puebla de Almo- radier	IV-1
4.6. EDAD. CORRELACIONES.....	IV-10
4.6.1. Llanura manchega	IV-10
4.6.2. Campos de Calatrava y Llanura manchega occidental .	IV-10
4.6.3. Cuenca del Tajo	IV-1
4.6.4. Cuenca del Júcar y Cabriel	IV-10
4.6.5. Síntesis y correlaciones	IV-11

CAPITULO IV

EL NEOGENO SUPERIOR

4.1. LA CUENCA TERCIARIA DEL JUCAR4.1.1. Antecedentes

ROBLES, sintetiza bien el conocimiento regional del Neógeno de la región (1974, págs. 94, 95 y 96), y realiza el primer estudio integrado de las cuencas terciarias del río Gabriel y Júcar en su Tesis doctoral (1970 inédita); conclusiones parciales de dicho trabajo son las que se recogen en la citada -- guía de excursiones, del Coloquio Internacional sobre "Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior" de 1974.

DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA (1932 y 1933) autores de las Hojas de - Valdeganga y Madrigueras, publican un corte del Terciario de Jorquera, calizas y margas, de 85 m de espesor. Reconocen en los alrededores de la carretera de Cuenca a Albacete, aljezares en explotación en una mancha de 2 km de largo por 1 km de ancho y hasta 10-12 m de potencia. HERNANDEZ PACHECO y RODRIGUEZ MELLA

DO (1974) y PLANCHUELO PORTALES (1948), hacen algunas observaciones de las características litológicas de los materiales aflorantes en Fuensanta, Puente de la Marmota, etc. Estos autores al igual que DUPUY *et al.* (1944), encuentran - unas arcillas y arenas amarillentas rojizas, en las partes medias y altas de las laderas del valle del río Júcar.

ROBLES (oo.cc.), distingue, al igual que QUESADA, REY Y ESCALANTE -- (1967), en los materiales aflorantes, una sola unidad litoestratigráfica que - siguiendo a los autores citados, llama Formación río Júcar, la sección tipo - compuesta principalmente por calizas y margas, está en Alcalá de Júcar con un espesor visible aproximado de 155 m. Diferencia tres miembros dentro de esa - formación que denomina de abajo a arriba: Alcalá del Júcar, Casas del Cerro y Mirador. Para ROBLES este esquema es válido entre Valdeganga y el Este de Alcalá del Júcar. Al Oeste de Valdeganga aparecen las margas yesíferas y yesos, en un pretendido núcleo anticlinal, ya citadas por DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA - (o.c.), con una potencia máxima de 30 m. Estas facies constituyen un nuevo - miembro de la formación río Júcar, que ROBLES denomina Miembro de Los Yesares de Valdeganga.

Por encima y discordantemente sobre la Formación río Júcar, se sitúa una serie fundamentalmente detrítica rojizo amarillenta, con espesor variable según los puntos, pero que puede sobrepasar los 30 m. Esta litofacies es conocida desde antiguo, y hace pocos años ha sido tratada por SANCHEZ CELA *et al.* - (1972). En ROBLES (1974) se la denomina Formación Villalgordo del Júcar, siguiendo a SANTOS (1974).

Discordantemente sobre la Formación de Villalgordo del Júcar, yaca

una serie conglomerática de cantos calcáreos y cuarcíticos, que alcanza los 10 m de espesor, es la Formación Fuensanta (ROBLES, 1974, Fig 7, pág 127).

La Formación Puntal Blanco compuesta por conglomerados calcáreos y brechas (QUESADA et al., o.c.), es el muro estratigráfico de la Formación río Júcar. Aflora en regiones situadas al Este de Alcalá de Júcar.

Más recientemente, ORDÓÑEZ, SANTOS Y GARCIA DEL CURA (1975), dividen los sedimentos de la cuenca del Júcar en un Complejo Inferior y en un Complejo Superior. El Complejo Inferior, de abajo a arriba, está formado por la Unidad Puntal Blanco y a la Unidad Alcalá del Júcar, que reposa discordante sobre la anterior y equivalente a la Formación río Júcar, y, lateralmente, a la Unidad Yesares.

El Complejo Superior, discordante sobre el Complejo Inferior, lo desdoblán en la Unidad Villalgordo y en la Unidad Fuensanta.

Los autores de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000, 2a. serie, de Madrigueras, Valdeganga y Casas Ibañez (BASCONES et al., 1976 y 1977, en prensa) siguiendo a ROBLES (o.c.), identifican en este sector de la cuenca del río Júcar, las unidades litoestratigráficas que a continuación se definen brevemente.

Unidad Detrítica río Júcar, es la facies aflorante más antigua de la Cuenca. Son brechas calcáreas y dolomíticas, con bloques cementados, que se adosan a los relieves mesozoicos. Encima, discordantemente, colocan la Unidad Detrítica Inferior que litológicamente está compuesta por conglomerados con matriz arcillosa rojiza; la hacen equivaler a la Formación Puntal Blanco de QUE-

EDAD	CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS	ROBLES <u>et al.</u> , 1974	ORDÓÑEZ <u>et al.</u> , 1975 y 1976	BASCONES <u>et al.</u> , 1976-77 en prensa
NEOGENO	Conglomerados. Potencia 10-18 m Areniscas, margas y arcillas rojas. Potencia 30 a 100 m. Alternancia de calizas y margas. Yesos y margas yesíferas al Oeste de Valdeganga (Miembro Los Yesares de Valdeganga ROBLES <u>et al.</u> 1974). Potencia visible 155 m Conglomerados, limos rojos y - encostramientos Brechas calcáreas y dolomíticas	Formación Fuensanta.	Unidad Fuensanta	Unidad Detrítica Superior. Formación Calizas del río Júcar. Unidad Detrítica Inferior
		Formación Villalgordo del Júcar - (SANTOS 1974) Formación río Júcar (QUESADA <u>et al.</u> 1967. ROBLES 1970). - Miembro Mirador - Miembro Casas del Carro - Miembro Alcalá del Júcar Formación Puntal Blanco (QUESADA <u>et al.</u> 1967)	C. SUPERIOR Unidad Villalgordo Unidad Alcalá del Júcar. (Unidad Yesares). Unidad Puntal -- Blanco	
			COMPLEJO INFERIOR	Unidad Detrítica Río - Júcar.

CUADRO IV.1. Cuadro resumen de las unidades litoestratigráficas definidas, por distintos autores, en la Cuenca terciaria del río Júcar.

SADA et al. (1976). Sigue la Formación Calizas de río Júcar con arcillas yesíferas, margas y yesos en el término de Los Yesares. La Unidad Detrítica Superior está discordantemente sobre las unidades infrayacentes y se correlaciona ría, en parte, con la formación o Unidad Villalgordo.

A este cuadro un tanto complejo de formaciones y unidades, viene a sumarse un último trabajo (MEIN, MOISSE NET y TRUC, 1978), que en parte resuelve la datación, por micromamíferos, de estos materiales. En el valle del río Júcar claman estos autores, por un nuevo esquema de distribución de unidades litoestratigráficas, donde la Formación detrítica Puntal Blanco cambiaría lateralmente a las Margas y Calizas arcillosas de Alcalá del Júcar, y éstas intercalarían más hacia el Oeste, en Los Yesares, a los yesos y margas yesíferas.

En Valdeganga, concordantemente, sitúan por encima de las Margas y Calizas arcillosas de Alcalá del Júcar, una nueva unidad, de edad villafranchiense inferior, que denominan Margas y Calizas de Valdeganga.

La Formación Fuensanta, equivaldría a los Aluviones de Casas Ibañez.

En el cuadro IV-1 se han establecido las posibles correlaciones, de las distintas unidades litoestratigráficas conocidas y estudiadas en la Cuenca terciaria del río Júcar.

4.1.2. Las series Neógenas del Valle del río Júcar.

Se han realizado cuatro series litoestratigráficas en los materia--

les aflorantes, entre El Picazo y el cruce de la carretera de La Gineta - Tarazona de La Mancha con el río Júcar (fig. IV-1). Estas series de Norte a Sur son las siguientes: Ribera de San Benito, Villalgordo del Júcar, Casa de los Cucos y La Marmota.

- *Ribera de San Benito.*

Esta sección se ha levantado en las proximidades del pequeño núcleo urbano que la da nombre, lugar situado en la margen derecha del río Júcar, y a unos 2,5 km al Sur de El Picazo (Fig. IV-2). El espesor total obtenido ha sido del orden de los 70 m. La serie se comenzó en cotas de 700-710 m, finalizando en la cota de 780 m.

De abajo a arriba la secuencia agrupada en tramos es la siguiente:

- a) La parte visible de la serie comienza con 2,50 m de areniscas - con estratificación cruzada de grano fino a medio, de color amarillo rojizas, con cemento carbonático e hiladas de 8 a 10 cms de gravas subangulosas de caliza, cuarcita y cuarzo, con tamaños más frecuentes, Tf, de 2 cms y tamaños máximos, TM, de 4 cms.

Continúa con arcillas rojas y una capa intercalada de areniscas masivas, rojo amarillentas, de grano grueso y cemento carbonatado. La potencia total de este tramo es de 9 a 10 m y equivale a los niveles de 1 a 4 de la columna estratigráfica.

- b) En este paquete dominan los elementos carbonáticos. Comienza -

- POZO
- ◊ SONDEO
- PERFIL

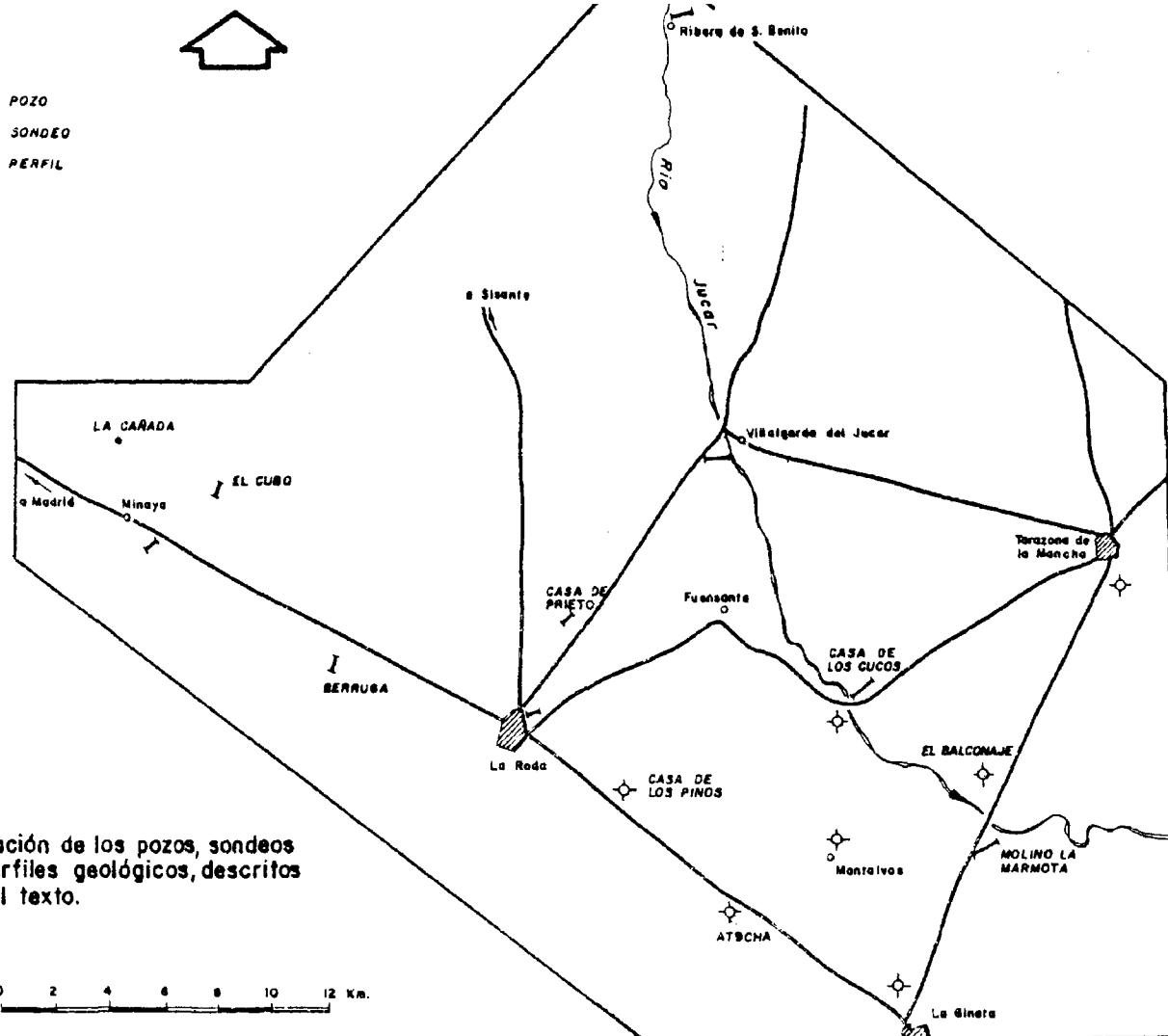


Fig.IV-1.-Situación de los pozos, sondeos y perfiles geológicos, descritos en el texto.

con una marga calcárea-arenosa, 0,80 a 1 m de color salmón, a la que sucede 3 m de arcillas rojas y 2 m de una marga calcárea parecida a la anterior, pero más compacta en la base. Encima unos 6 m de marga calcárea arenosa-arcillosa de aspecto externo ruñiforme, y con dos intercalaciones de 0,50 m de arcillas rojas algo arenosas. Finaliza este tramo con tres capas de espesores semejantes, alrededor de 1 m, de arena arcillosa rojiza, areniscas blanco rojizas y una marga arcillosa-arenosa deleznable. El conjunto de estos estratos alcanzan un espesor de 14-15 m y corresponden a los niveles 5 a 11.

c) Es una alternancia de areniscas y arcillas rojas, junto con algún nivel de arenas arcillosas rojas. Hiladas y lentejones de gravas de caliza, cuarcita y cuarzo, con Tf no superiores a los 2 cm y TM 4 cms, se localizan en algunos puntos de este tramo. Esta descripción corresponde a los términos 12 a 18, con un espesor de 24-26 m.

d) Son areniscas calcáreas, con intercalaciones de arcillas pardo rojizas y margas calizo-arcillosas que a techo se hacen más numerosas, con espesores medios de 0,20 a 0,30 m. La potencia de este tramo en la sección es de 11-12 m. Niveles 19 y 20.

e) La parte superior de la columna estratigráfica de la Ribera de San Benito, es una rápida secuencia, repetida tres veces, que consta de muro a techo de los siguientes términos litológicos: areniscas, gravas, conglomerados y arenas, limos arenosos y arenas rojizas sin estructuras sedimentarias. Los cantos de caliza, cuarcita y cuarzo tienen un Tf de 3 cm y TM de 8 cms en cuarcita. En las arenas y areniscas dominan los tamaños finos a medios con estructuras de estratificación cruzada de surco. El espesor vis-

to es del orden de los 12 m. Niveles 21 a 31.

Encima y en discordancia se sitúan los depósitos de la terraza más alta del río Júcar, en este sector.

- *Villalgordo del Júcar.*

Esta columna estratigráfica (Fig. IV-2) se ha realizado en la ladera derecha del valle del río Júcar, a lo largo de la carretera de Almodovar - del Pinar a la estación de La Roda. La potencia total de la serie obtenida ha sido de 70 m, entre las cotas de 660 m y 720 m, aproximadamente. Las capas buzan hacia el Sur 10-12°.

De muro a techo:

a) El término litológico más bajo identificado es una arcilla margosa, algo arenosa, de color pardo rojizo, 3 a 4 m; continúa una alternancia de arenas arcillosas pardas y paquetes de areniscas de grano grueso, mal clasificadas y fuertemente carbonatadas, unos 3,50 m. Encima 4 m de arcillas rojas con pequeños nódulos de carbonatos. A techo areniscas, arcillas rojas y lentejones de conglomerados con cantos de caliza subredondeada, cuarzo y cuarcita con Tf de 1 cm, y TM de 5 cm, en cuarzo. El espesor de este tramo es de 19-20 m. Niveles 1 a 5.

b) En la base calizas arenosas, arcillas margosas pardo rojizas y margas calcáreas arenosas, unos 3 m. Encima de 8 a 9 m de una alternancia de calizas arenosas o areniscas, con cemento carbonático y arcillas

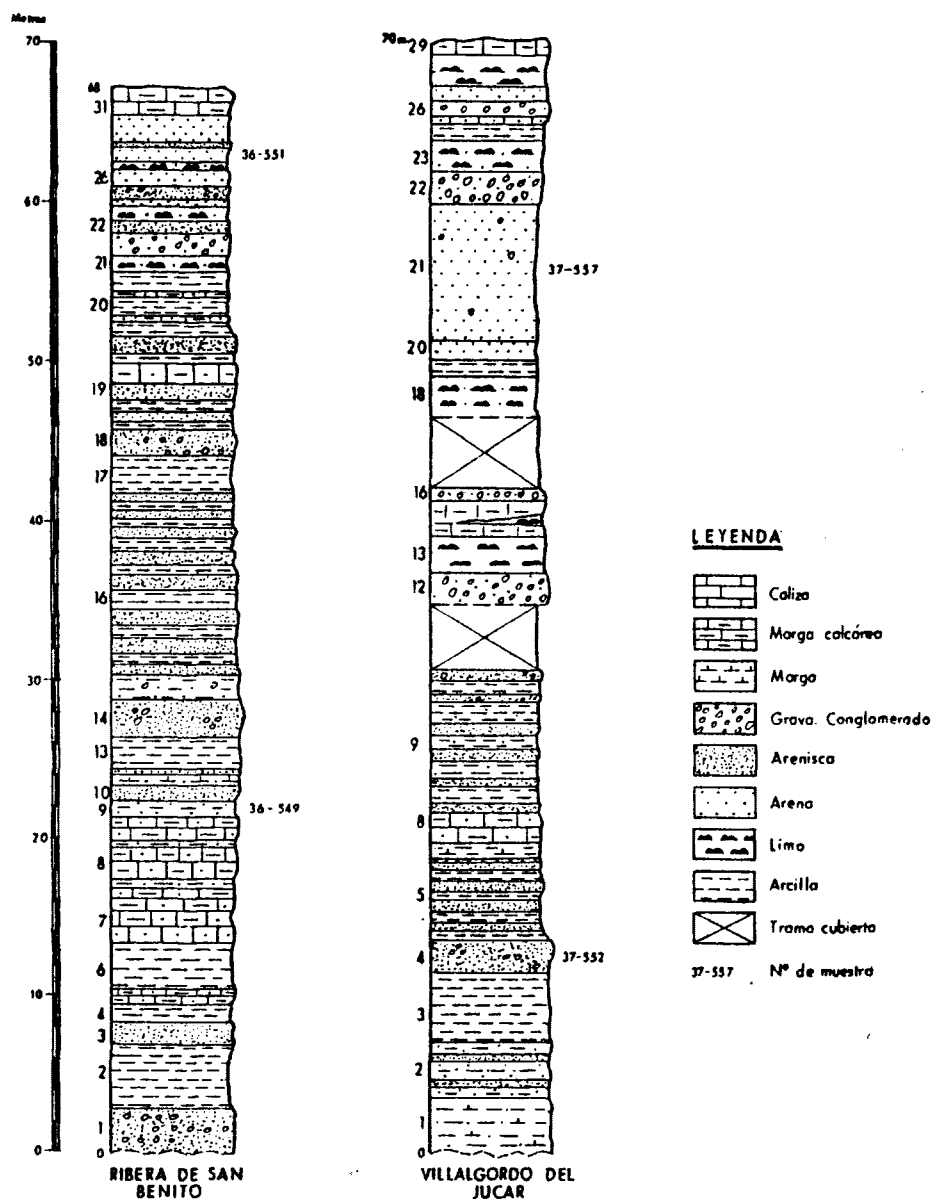


FIG. IV-2.-COLUMNAS LITOSTRATIGRAFICAS DE LAS SERIES PLIOCENAS DEL DEL RIO JUCAR: RIBERA DE SAN BENITO Y VILLALGORDO DEL JUC

rojas arenosas. A techo corona una arenisca, 0,40 - 0,60 m, de grano grueso, mal clasificada, con lentejones de gravilla; Tf 1 cm y TM 4 cm, en caliza. Potencia de 13-14 m. Niveles 6 a 10.

Los 5 m siguientes están cubiertos por coluviones.

c) Comienza este tramo con 2 m vistos de gravas sueltas, con Tf de 2 cm y TM de 5,5 cm en caliza, y lentejones arenosos. Encima li mos pardos arenosos carbonatados, 2,5 m, y margas calcáreas con una delgada in tercalación de una arcilla arenosa, de colores rojizos y amarillo rojizos. A continuación la serie está oculta o mal definida por las obras del canal Tajo Segura, siendo el tramo más característico, de este final de la serie, un potente paquete de 7 a 8 m de arenas mal clasificadas con gravilla, y marcada es tratificación cruzada de surco a media escala. La columna finaliza con una rá pida alternancia de gravas, limos, arcillas rojas, arenas, con algunos horizontes muy delgados de calizas arenosas, y margas calcáreas. En discordancia se sitúan en la parte más alta, las gravas y arenas del Sistema aluvial del río Júcar. El espesor aproximado de esta sucesión es de 40 m. Niveles 12 a 28.

- Casa de los Cucos.

Columna realizada en la ladera izquierda del valle del río Júcar, entre la carretera de La Roda-Fuensanta a Tarazona de La Mancha y la Casa de los Cucos. Su espesor es de unos 70 m entre las cotas de 660 y 720 m, aproximadamente.

De muro a techo:

a) De 20 a 25 m visibles de calizas en bancos de aspecto masivo o con planos de estratificación discontinuos. A techo, mejor estratificadas, calizas margosas y un lentejón de arcilla oscura con materia orgánica y limos carbonatados ricos en gasterópodos. En discontinuidad estratigráfica se disponen encima los siguientes materiales.

b) En contacto con el techo del tramo anterior se sitúan unas areniscas de grano fino a medio (muestra 39-562) de color pardo rojizo, seguidas de unas arcillas rojas, arenas blancas poco cementadas y unas arcillas margosas pardo rojizas ricas en concentraciones de carbonato cálcico. Acaba este tramo con arcillas rojas y areniscas que presentan hiladas y lentes intercalados de gravas y gravillas, de caliza, cuarcita y cuarzo, con Tf de 0,5 cm y TM de 3 cm, en caliza. Espesor de 12 a 13 m.

c) Un nivel carbonatado, formado por margas calizas y calizas arenosas con potencia de 5 m, al que se superponen arcillas y areniscas. Espesor total 9 m.

d) Es una sucesión de areniscas o arenas con gravillas de composición litológica de cuarcita, caliza y cuarzo, limos arenosos carbonatados, arcillas rojas y margas calcáreas. Alternancia litológica que adquiere cierta ritmicidad aunque ciertamente muy incompleta, por faltar en los ritmos algunos de los términos litológicos expresados. Espesor de 18 a 20 m.

En discordancia erosiva se sitúa en este punto una costra caliza de 1,50 m a 2 m de espesor.

- La Marmota.

Serie realizada en la margen derecha del valle del río Júcar a lo largo, aproximadamente, de la carretera que une a la Gineta con Tarazona de La Mancha. Esta serie con suave buzamiento al Sur, totaliza un espesor de unos 60 m. La base de la columna está en cotas de 660 m y el techo alrededor de los 700 m

De yacente a cubriente:

a) De 2 a 3 m aflorantes de marga a margo-caliza de color pardo grisáceo, muy rica en gasterópodos, que se compacta hacia arriba - por aumento de la fracción carbonato. Encima 5,50 m de una alternancia de marges grises oscuras y capas de calizas oquerosas, gris blanquecinas, con abundantes gasterópodos. En superficie las calizas se presentan fuertemente karsificadas. El contacto con la serie superior es difuso, se efectúa a través de una arcilla margosa plástica, gris amarillenta en la base y oscura al techo. En discontinuidad estratigráfica se apoyan los materiales siguientes.

b) Comienza este tramo con 0,60 m de arcilla margosa plástica de color parduzco a la que sigue una caliza compacta arenosa, 0,22 m, arcillas arenosas y 2,50 a 3 m de una alternancia de areniscas en lajas de grano medio y bien clasificadas, con arcillas rojizas. La sucesión continúa con un paquete de 1,50 a 2 m de arcillas rojas y 2 m de areniscas con gravillas de cuarcita, cuarzo y alguna caliza, Tf 0,5 cm, TM 2 cm. La parte superior está cubierta en parte, pero destaca un paquete de 3,50 m de areniscas, parecidas a las anteriores, con capas de arcillas rojas intercaladas. El espesor aproximado

de este tramo es de 22-23 m.

c) En este conjunto dominan los estratos carbonatados: calizas, margas, margas arcillosas, rojas o rojizas, sobre el resto de los elementos litológicos, que están compuestos por: areniscas, limos pardo amarillentos y arcillas rojas. El espesor mínimo controlado ha sido de 12 m.

d) Finaliza la columna con una rápida alternancia de arcillas margo arenosas, arenas y arcillas arenosas, de colores pardo amarillentos. Se localizan abundantes nivelitos de margo-calizas a techo. Espesor 5 a 6 m.

En discordancia erosiva y angular sobre esta serie, reposan las gravas y arenas de la terraza alta, en este sector del río Júcar.

4.1.3. Los sondeos del área de Tarazona de La Mancha - La Roda

Los siete sondeos hidrogeológicos (Fig. IV-3), que se resumen en este apartado, han sido seleccionados, fundamentalmente, por el buen control litológico con que han sido realizados (ARQUER y CORCHON). Tienen además una posición geográfica (Fig. IV-1) adecuada para la investigación de las unidades litoestratigráficas, en este área de la Cuenca Terciaria del río Júcar.

- Sondeo Tarazona.

Se ubicó en las cercanías de Tarazona de La Mancha. La embocadura del sondeo con una cota próxima a los 725 m, alcanzó en la "vertical"

257 m siempre en la secuencia terciaria.

De arriba a abajo:

- i) 8 m Margas cremas con abundantes cantos de cuarcita y caliza, arena y gravilla.
- h) 5 m Arenas finas a gruesas o muy gruesas, con gravillas de cuarzo, cuarcita y caliza, en una matriz margosa pardo clara.
- g) 44 m Margas marrón claro, rosadas o crema rosadas, a veces amarillentas, con importantes proporciones de arenas y gravillas de cuarzo, cuarcita y caliza bien redondeadas.
- f) 9 m Tramo alternante de margas oscuras a claras, arcillas negras con restos vegetales, arenas finas a medias y capas finas de caliza con algas, ostrácodos y gasterópodos.
- e) 55 m Alternancia de calizas arcillosas blancas o cremas y margas blancas grises amarillentas, etc. Ricas en gasterópodos, ostrácodos y algas. Presentan alguna pasada de arcilla oscura con restos vegetales.
- d) 34 m Margas cremas, grises, pardo amarillentas y oscuras, con hiladas finas de margo-caliza y calizas arcillosas en algunos niveles. También contiene arenas finas a gruesas y gravillas y gravas de caliza y cuarzo. Los gasterópodos son abundantes hacia la mitad del tramo.

10

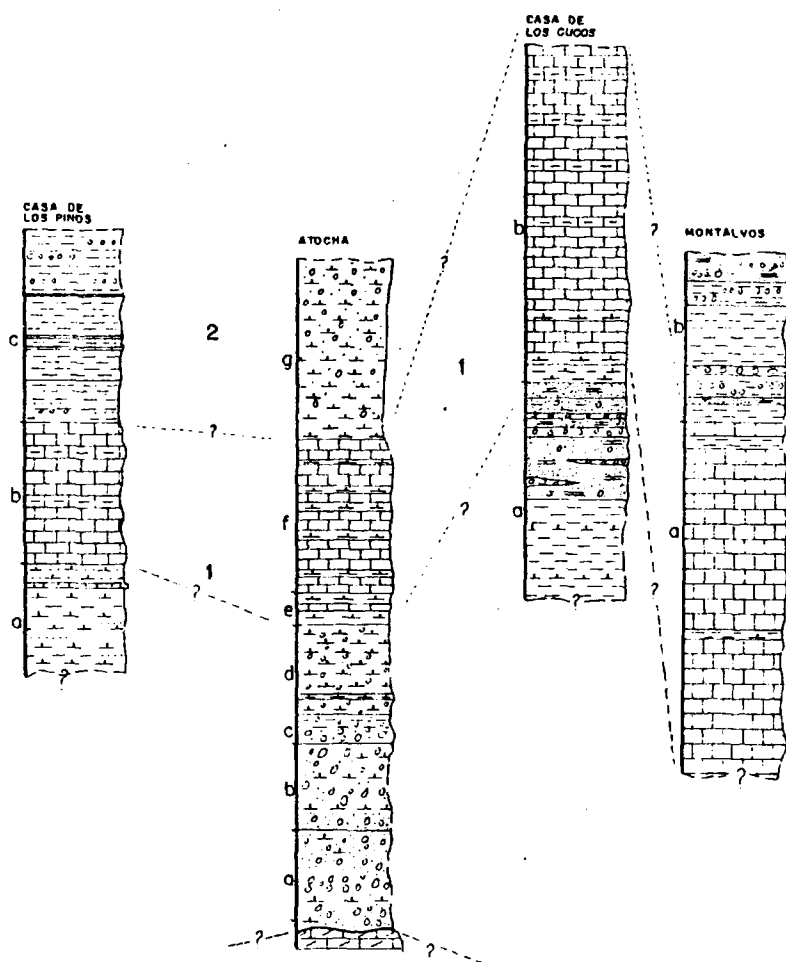
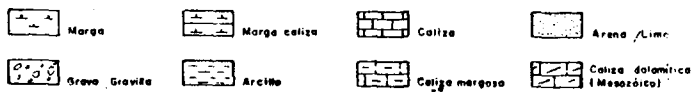
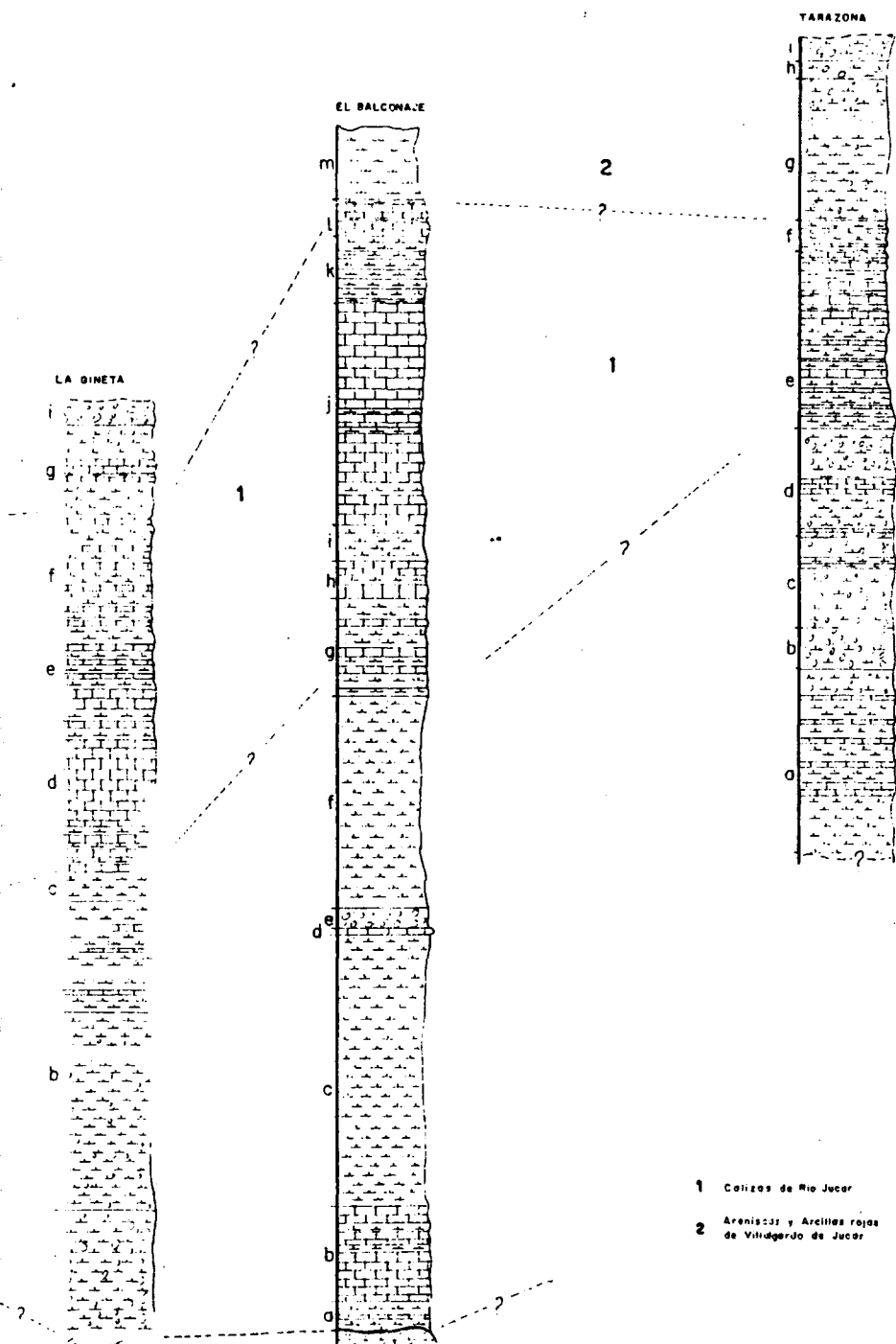


Fig. IV-3.-Sondeos de las secuencias terciarias, en el
area Tarazona de la Mancha, La Roda.





146

- c) 29 m Arenas medias a gruesas, con gravas y gravillas de cuarzo y calizas intercaladas, en margas pardas arenosas con gravillas de cuarzo y caliza.
- b) 16 m Gravilla a arena gruesa de cuarzo, con elementos calizos rodados. La matriz es margosa con cemento calizo en ocasiones.
- a) 57 m De margas blancas, marrones, pardo rojizas, verdosas o amarillentas que alternan con delgados horizontes de calizas arcillosas o margas calizas blancas o cremas. En la base se han cortado finos niveles - con materia vegetal carbonosa. Los gasterópodos son muy frecuentes en todo el paquete.

- Sondeo El Balconaje.

Perforación realizada dentro del término municipal de Tarazona de - La Mancha, y situada en la ladera izquierda del valle del río Júcar, en el lugar denominado "El Balconaje".

La parte superior del sondeo tiene su equivalente litoestratigráfico en el perfil geológico "La Marmota". La profundidad de la obra fué de 727 m, correspondiendo los 379 m primeros a la serie terciaria que descansa sobre dolomías, dolomías calcáreas y calizas dolomíticas del Cretácico superior o del Dogger. La cota de inicio del sondeo es de unos 695 m. De arriba a abajo:

- m) 23 m Margas marrón claro o marrón rojizo, hacia la base, con abundante limo y arena. Estos primeros metros se corresponden a la serie del

Molino "La Hacheta".

- 1) 14 m Calizas micríticas blancas o cremas, con pasadas finas de margas ma
rrón claro, ocreas o blancas. Las calizas con gasterópodos y restos
de algas, con oquerosas y con fracturas rellenas de calcita.
- 2) 23 m Margo-calizas blancas o cremas, amarillentas o verdosas en la parte
superior. Arenosa a techo y a muro. Contiene gasterópodos, ostráco-
dos y restos de algas. Están fisuradas y con calcita rellenoando al-
guna de las fisuras.
- 3) 30 m Calizas principalmente micríticas, blancas o cremas, con algunas in
tercalaciones margosas no muy potentes, distribuidas irregularmente
por el paquete calizo. Oquerosas, fisuradas y con calcita rellenan-
do pequeñas diaclisas. Gasterópodos y restos de algas se han encon-
trado en distintos puntos del tramo.
- 4) 31 m Margas grises oscuras en el tercio superior y grises negras, con pa-
sadas blancas a gris claras, en el resto, con mucha fracción de limo
arena y frecuentes fragmentos de conchas y opérculos de gasterópo-
dos.
- 5) 32 m Alternancia de calizas micríticas, a veces algo margosas y margas .
Dominan claramente las primeras. Las calizas tienen colores cremas
y rosados. Las margas son blancas, grises y oscuras, siendo en este
último caso los gasterópodos muy abundantes.

- g) 30 m Margas marrón claro, blancas o rosadas con limo-arenas y finas pasadas de caliza, caliza margosa o margo-caliza. Algas y gasterópodos se localizan en varios niveles.
- f) 67 m Margas marrón a pardo amarillentas con numerosos niveles de limo y arena fina, y restos de gasterópodos y calcificaciones de algas.
- e) 7 m Gravas finas y gravillas, dominando éstas, de cuarcita, caliza y areniscas con cemento calizo, generalmente bien rodadas, en una arena gruesa a muy gruesa. Los finos son muy escasos.
- d) 1 a 1,5m Caliza micrítica gris clara, margosa, parcialmente recristalizada con algas y gasterópodos, e intercalaciones de marga marrón amarillenta a marrón oscura.
- c) 87 m Margas marrón amarillentas con limos y arenas finas, y algunos restos de gasterópodos y calcificaciones de algas.
- b) 30 m Calizas microcristalinas con gasterópodos, ostrácodos y algas con colores predominantes cremas o blancos. Presentan algunas intercalaciones de margas blancas, marrones u oscuras con restos carbonosos.
- a) 9 m Margas de colores blanco grisáceos, limo-arenosa, con opérculos de gasterópodos y horizontes escasos de calizas blancas o cremas.

- *Sondeo Atocha.*

Próximo a la carretera nacional Madrid-Valencia y en una posición - equidistante de los núcleos urbanos de La Roda y La Gineta. La sonda alcanzó los 347 m, correspondiendo los 204 m primeros a las facies terciarias y los siguientes a las dolomías, calizas dolomíticas y arcillas del Liásico superior y Dogger. La embocadura del sondeo se situó en una cota aproximada a los 705 m. De techo a muro:

- g) 54 m Margas arenosas y limosas de color pardas, amarillentas y verdosas, con gravas y gravillas de cuarcita y caliza, sobre todo al techo - del paquete.
- f) 47 m Calizas arcillosas, blancas, cremas o rosadas, con interestratificaciones finas de margas blancas o grises.
- e) 9 m Margas cremas y pardo amarillentas con capas de calizas arcillosas blancas y amarillentas.
- d) 27 m Es un paquete complejo de margas con arenas, gravillas y gravas, -- principalmente calizas, en el que se intercalan niveles de caliza arcillosa y margo-calizas ricas en arenas, gravillas y gravas de caliza y cuarcita.
- c) 8 m Arcillas de colores muy variopintos, granate, rosa, marrón oscuro y verde claro, con material vegetal carbonoso. En la base abundan las arenas y gravillas con cantos calizos.

b) 32 m Tramo en el que dominan, al menos en su parte central, las gravillas y gravas de dolomías y calizas. A techo arenas, la base contiene una matriz margo-arcillosa blanca, rosada y a veces amarillenta.

a) 27 m De arenas, gravillas y gravas de dolomía, caliza y cuarzo en una matriz margosa de color blanco, rosado o amarillento.

- Sondeo La Gineta.

Localizado en las proximidades de La Gineta. El espesor cortado de materiales de edad terciaria alcanzó los 291 m. Los metros siguientes hasta los 334 corresponden a las dolomías del Dogger. La cota de la embocadura del sondeo se situó sobre los 697 m. De techo a muro:

i) 7 m Gravas y gravillas de cuarzo, cuarcita y caliza, con arenas gruesas a muy gruesas. A techo costras laminares.

h) 11 m Margas marrón claro a marrón fuerte, con pasadas de arcillas blanco grisáceas y calizas arcillosas en la base del tramo. Gravillas de cuarzo, cuarcita y caliza, junto con arenas y limos, se reconocen en todo el conjunto, especialmente en su parte superior.

g) 7 m Calizas micríticas arcillosas, blanco grisáceas, alternantes con margo-calizas.

f) 51 m Margas marrones, grises o verdosas con hiladas de calizas arcillosas blancas o cremas.

- e) 14 m Alternancia de calizas arcillosas oscuras con gasterópodos y margas blancas, rosas, grises o negras.
- d) 55 m Calizas arcillosas o margosas, oquerosas de colores blancos, cremas y blancos grisáceos, con capas distribuidas irregularmente de margas marrones o blancas.
- c) 9 m Margas pardo amarillentas, arenosas limosas, con intercalaciones finas de calizas arcillosas, también pardo amarillentas.
- b) 97 m Margas pardo amarillentas o pardo rojizas con elevados porcentajes de arenas finas y limos. En la parte superior del tramo se localizan capas de calizas muy arcillosas, marrón claro, muy arenosas o areniscas con cemento calizo, y a veces margo-calizas. Este paquete se enriquece de la mitad hacia abajo, con gravas y gravillas de cuarzo, cuarcita y calizas bien redondeadas.
- a) 40 m Margas marrones o pardas amarillentas con gravas finas a gravas rodadas de cuarcita, caliza y cuarzo. Las arenas son dominantes en el tercio superior del tramo

- Sondeo Casa de los Cucos.

Perforación de 166 m, situada muy próxima al cruce de la carretera de Fuensanta a Tarazona de La Mancha, con el río Júcar, en su margen derecha. El sondeo se inició en la cota 660 m. Desde un punto de vista estratigráfico, sería la continuación de la columna levantada en campo y denominada "Ca-

sa de los Cucos". De techo a muro se han distinguido dos grandes tramos:

b) Arcillas rojas y arcillas rojas arenosas con algunas intercalaciones calcáreas que alternan con areniscas y capas de conglomerados. A techo estratos de transición al paquete calizo superior, compuestos por arcillas calcáreas, rosas, ocre y amarillas. Potencia 72 m.

a) Calizas, calizas margosas y margas intercaladas, blancas, beige, etc. Muy a menudo karstificadas y con Terra rossa rellenando los huecos. Potencia cortada en el sondeo 94 m.

- *Sondeo de Montalvos*

Está situado en el núcleo urbano del mismo nombre, a 697 m de altitud, en la carretera que une Fuensanta con la nacional Madrid-Valencia. Los materiales atravesados por el sondeo (156 m) se han agrupado, al igual que en el sondeo anterior, en dos grandes tramos que de arriba a abajo son:

b) Capas calizas blancas o rosadas con algunas interestratificaciones de arcillas de colores verde claro o marrón oscuro, que esporádicamente contienen gran número de gasterópodos. Espesor cortado en el sondeo 108 m.

a) Una alternancia de arcillas de color marrón rojizo o marrón claro, areniscas y conglomerados calizos. Hay delgadas capitas de caliza intercaladas en la serie. Espesor 48 m.

- *Sondeo de Casa de los Pinos.*

Perforación de 129 m ubicada en las proximidades del cruce del trasvase Tajo-Segura con la carretera nacional Madrid-Valencia. De cubriente a yacente se pueden reconocer los siguientes tramos:

c) Margas o margo - arcillas muy arenosas con alguna delgada intercalación de caliza arenosa. Dominan los colores rojizos. Es pesor 31 m.

b) Calizas, calizas margosas y margas con colores blancos o beige, frecuentemente karstificadas y con los conductos y huecos rellenos por Terra rossa. Potencia cortada en el sondeo 41 m.

a) Alternancia de arcillas rojas con o sin cantos, arenas o areniscas y delgadas intercalaciones de calizas. Espesor 57 m.

4.1.4. Las series terminales pliocenas en el sector de La Roda
Minaya.

El techo de las series realizadas (Fig. IV-4) están en cotas que oscilan entre los 700 y 730 m. Efectuándose el aumento de altitud de Este a Oeste, esto es, desde la serie de "Casa de Prietos", próxima a La Roda, a la serie de la "Cañada", en las inmediaciones de Minaya.

- *Casa de Prietos*

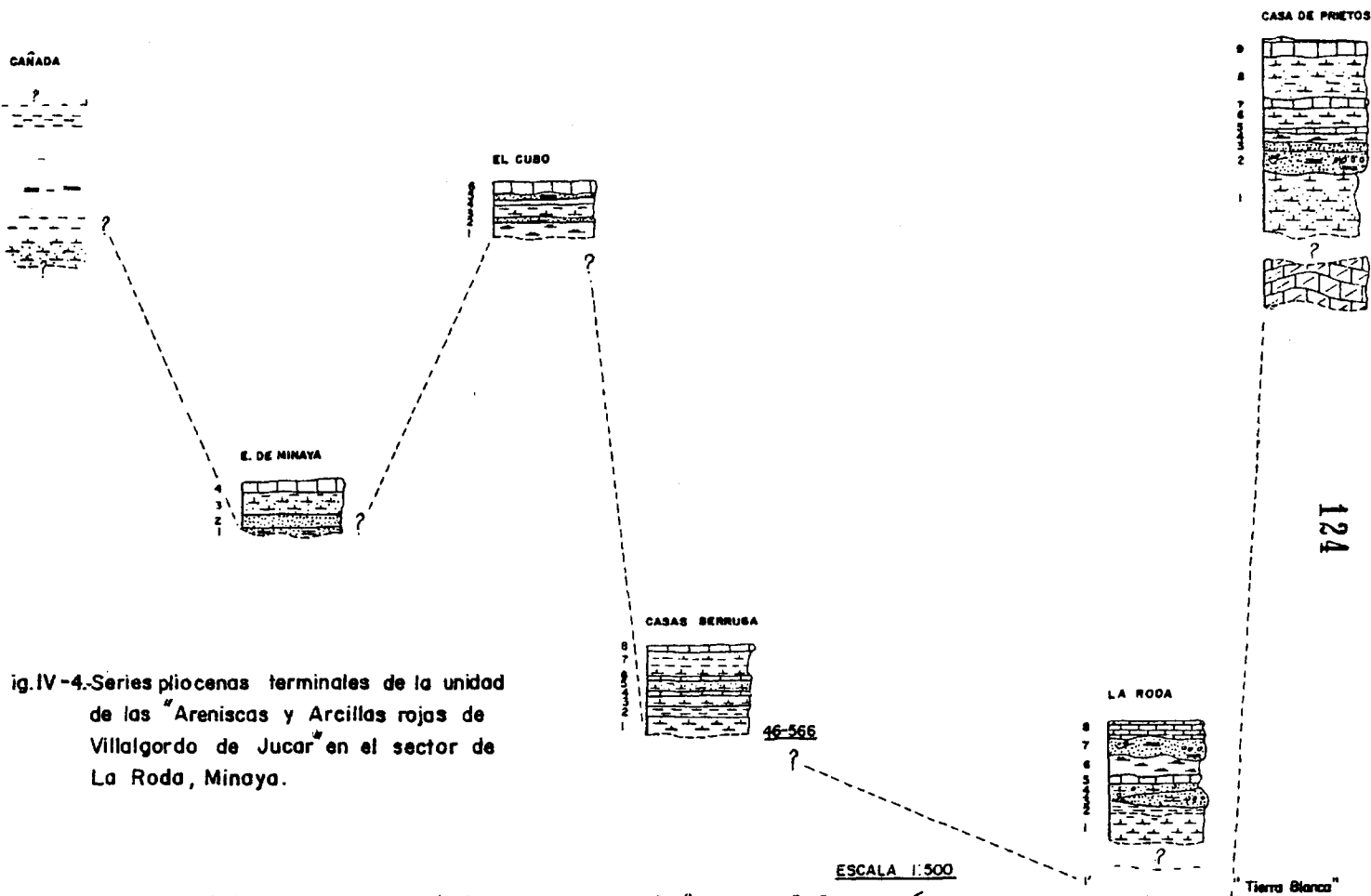
Columna situada próxima al km 98 de la carretera de La Roda a Pozo--

amargo. Esta serie reposa sobre calizas y calizas dolomíticas de edad cretácica, presunta a no mucha profundidad con respecto al muro de la serie terciaria conocida. Un sondeo cercano, Casa Mejorada, ha cortado a los materiales mesozoicos a la treintena de metros.

La secuencia litoestratigráfica levantada ha sido de unos 19 m. Comienza con 4 a 6 metros vistos de margas arenosas amarillentas, encima 2 metros de areniscas con estratificación cruzada de surco y gravilla, a la que siguen arenas amarillentas sueltas y masivas, 1 metro, y limos arenosos amarillentos. A continuación una alternancia de calizas de aspecto terroso con gasterópodos y margas. Las tablas calizas no sobrepasan el metro de espesor (niveles 5, 6 y 7). Finaliza con 4 metros de arcillas arenosas pardo verdosas que pasan hacia el techo a margas blanco amarillentas, y un banco calizo de 1 metro de espesor también de aspecto terroso, pero más compacto que los anteriores.

- La Roda.

Esta columna litológica se ha obtenido en los cortes artificiales situados inmediatamente al Norte de La Roda. El perfil se completa con los materiales dolomíticos que se colocan, estratigráficamente, algunos metros por debajo de la secuencia visible en la zona. La "Tierra blanca" con espesor máximo de 4 m se intercala en un paquete calco-margoso (Nivel 1') que contiene alguna capa arenosa. Encima del paquete calco-margoso se encuentran unas margas calco-arcillosas arenosas de color pardo claro, su espesor no debe sobrepasar los 5 - 6 metros. A su techo se reconocen, y sobre unas arcillas pardo rojizas algo carbonatadas, lentejones de areniscas con gravillas (Nivel 3), de es-



ig.IV-4. Series pliocenas terminales de la unidad de las "Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo de Júcar" en el sector de La Roda, Minaya.

pesor variable (0 a 1,50 metros) y margas limo-arcillosas-arenosas con gravillas; corona esta unidad detrítica una caliza terrosa con potencia máxima de 0,50 m (Nivel 5). La serie continúa con 1,30 metros de limos arenosos, más carbonatados a techo, y unas areniscas con estratificación cruzada de surco y gravillas. Cierra la columna estratigráfica una costra caliza de hasta 1,50 metros de espesor. La potencia total de la serie vista de La Roda, alcanza los 15-20 metros.

- Casas Berruga.

Corte geológico realizado muy próximo a la carretera nacional Madrid Alicante, al Oeste del km 203.

Los materiales aflorantes en este corte, no sobrepasan los 10 metros. En la base se distingue una marga calcárea, blanca, untuosa al tacto, algo arenosa, que recuerda a los sedimentos dolomíticos de La Roda; encima una arcilla rojiza y una marga calcárea con espesores cada capa de 1 metro. Continúa la serie con una caliza arcillosa de aspecto terroso, espesor de 0,10 a 0,20 m (Nivel 4), una marga arcillosa algo arenosa de color crema y otro nivelito de caliza parecido al anterior. A techo de 2,50 a 3 metros de arcillas pardo rojizas, seguidas por una caliza limo-arcillosa, algo arenosa, con espesor de 0,15 a 0,30 m.

- El Cubo.

Cantera a unos 3 km al NE de Minaya, es un pequeño corte con unos cinco metros de depósitos.

126

La serie comienza con 1 m de limos margo-arcilloso-arenosos de color pardo; continua con un fino nivel de areniscas, 0,20 - 0,30 m, con estratificación cruzada y alguna gravilla, y una marga arcillo-limo-arenosa de colores crema a pardo rojizos. Encima, 0,60 metros (Nivel 4), de limos carbonatados con arenas muy finas, y 0,10 a 0,20 m de areniscas de grano medio y una capa caliza areno-arcillosa, de casi 1 metro de espesor.

- *Este de Minaya.*

Es un pequeño corte en una cantera situada como a 1 km al Este de Minaya. La sucesión, como ocurre en el perfil anterior, apenas si sobrepasa los 5 metros.

Comienza esta serie con areniscas de grano fino muy bien clasificadas y con estratificación cruzada. Encima 1,50 m de arenas sueltas micáceas - que, al igual que las areniscas, tienen un color pardo rojizo; siguen unas margo-calizas blancas y amarillentas, y cerrando la sucesión un metro de caliza terrosa.

- *Casa de La Cañada.*

Serie realizada en un pozo ubicado a unos 2,5 km al Norte de Minaya, muy próximo a la carretera de Minaya a la Alberca de Zancara. El espesor de esta columna alcanza casi los 18 metros.

El yacente es una marga caliza arenosa de color crema, a la que se superpone una alternancia (Niveles 2 a 9) de calizas blancas, calizas margosas

arcillas margosas o margo-arcillas de colores cremas o blanco verdosas. Las calizas, en este tramo, llegan a alcanzar los 2,20 m de espesor (Nivel 9). Con unas arcillas rojizas, 2 m, y dos capas de caliza, finaliza la serie que, a techo, presenta 2 metros donde los depósitos no son visibles.

4.1.5. Síntesis litoestratigráfica

Calizas del río Júcar

Son los términos litológicos aflorantes, situados estratigráficamente, más bajos en este sector del valle del río Júcar. Los primeros afloramientos se localizan inmediatamente al Sur de Villalgordo del Júcar. Un suave resalte estructural denuncia, en la parte inferior del valle, elementos litológicos compactos y duros que no se encuentran en el resto del perfil; de todas formas su diferenciación cartográfica se dificulta debido al enmascaramiento de estos afloramientos calizos por coluviones y las terrazas bajas del río Júcar. En la zona de estudio el espesor máximo, visible, puede alcanzar los 25 m.

Esta unidad litoestratigráfica, como ya hemos dicho en el apartado de Antecedentes, recibió en un principio el nombre de Formación río Júcar (QUESADA et. al. o.c.). Más tarde los distintos autores que han trabajado en la zona, la han asignado diversos nombres como Unidad Alcalá del Júcar o Formación Calizas del río Júcar. Formalmente resulta difícil admitir que esta unidad litoestratigráfica es una Formación, dado que no existe una sección tipo suficientemente caracterizada y menos aún delimitada, a pesar de que la diferenciación litológica, en la secuencia estratigráfica local, es neta y clara en el valle del río Júcar. Por razones de uso utilizaremos el nombre de Calizas del río Júcar.

car para esta unidad litoestratigráfica.

.Las Calizas del río Júcar en el área investigada apenas si están representadas. Litológicamente, esta unidad, está compuesta por calizas micríticas, a veces fuertemente bioturbadas, porosas que se presentan en capas delgadas o masivas, con planos de estratificación discontinuos. Alternan con margas oscuras o grises, margas arcillosas varioladas y limos carbonatados ricos en gasterópodos. La composición química en óxidos de los términos calizos, muestra 39-562, y de las arcillas margosas con sílice y magnesio, muestras 202-1 y 202-2, recogidas en la base de la columna de "Casa de los Cucos", pueden verse en el Cuadro (IV-2).

En otros puntos de la cuenca (ORDÓÑEZ et al.o.c.) las rocas carbonáticas están formadas fundamentalmente por biomicritas y biopelmicritas, con dolomías y procesos de silicificación y sustitución por carbonatos, de texturas lentculares de yesos.

El espesor máximo visto en campo es de unos 150 m. En los sondeos mecánicos (Fig. IV-3), realizados en el valle del río Júcar, se constata perfectamente la continuidad de esta unidad en profundidad: 94 m de calizas, calizas margosas y margas intercaladas en el sondeo "Casa de los Cucos", 70 m de calizas micríticas y margo calizas con gasterópodos, ostrácodos y restos de algas en "El Balconaje". Otro sondeo situado más hacia el Este próximo a la carretera Córdoba-Valencia, al Oeste de Valdeganga, cortó 73 m de calizas, desde su embocadura.

En el sondeo "Tarazona" las Calizas del río Júcar se reconocen a los

ELEMENTOS MUESTRAS	en %									Pérdida por calcificación
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Humedad	
39 - 5621 a	1,25	0,40	0,20	52,20	1,60	0,06	0,01	0	0,25	44,05
202 - 1 b	18,50	9,80	4,20	31,00	1,00	1,00	0,05	0	—	33,90
202 - 2 c	29,70	14,50	5,30	20,90	1,60	1,60	0,10	0	—	26,50

CUADRO IV-2. Composición química de tres muestras de la unidad Calizas del río Júcar en la columna de "Casa de los Cucos"

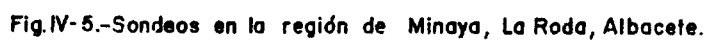
66 m de profundidad y en un espesor al menos de 64 m. En Villanueva de la Jara, un sondeo de 653 m atravesó, entre los 295 y los 400 m, calizas margosas, calizas, margas y arcillas con gasterópodos, algas, materia orgánica y lignito.

Al Sur del río Júcar los sondeos de "La Gineta", "Montalvos", "Atocha" y "Casa de los Pinos", han cortado a diferentes profundidades, entre 50 y más de 120 m de calizas, calizas margosas, etc. No se presenta tan claro este paquete calizo en posiciones más meridionales, por ejemplo en la zona situada entre Albacete y La Herrera (Fig. IV-5). Sondeos profundos de 262 y 400 m, han atravesado tramos calizos, en diferentes posiciones estratigráficas, con escaso espesor, separados por potentes acumulaciones de arcillas arenosas, conglomerados arcillosos, etc.

Cabe concluir que las Calizas del río Júcar, en el área de estudio, es una unidad cartografiable en superficie y que está claramente representada en profundidad, en una extensa área comprendida entre Villanueva de la Jara, La Roda, Barrax y Albacete.

Su techo resulta impreciso y difícil de separar, cuando los términos de la unidad litoestratigráfica superior, convergen litológicamente con ella.

La secuencia inferior a las Calizas del río Júcar, queda relativamente bien caracterizada por la presencia, en los sondeos de la zona, de los detriticos: margas limo-arenosas, gravillas y gravas de caliza, dolomías, cuarzo, etc. En algunos sondeos ("El Balconaje", "La Gineta") se observa una alternancia de margas y calizas, en la base de la secuencia caliza. De todas for-



mas intercalaciones de calizas, inclusive con gran espesor, se disponen en to dos los sondeos analizados.

Los asomos mesozoicos, que corresponden a la serie plegada, junto con los datos de los sondeos y perfiles geofísicos, realizados para los diversos - proyectos de investigación hidrogeológica, demuestran que las series terciarias se apoyan en un paleorelieve enérgico, al menos al Este del meridiano de La Roda, estando a veces resaltados por intensas zonas de fracturación, de dirección NE-SO, donde los espesores de materiales neógenos son máximos, como en la región de Villanueva de la Jara y Albacete.

Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar

En la literatura geológica de la región, esta unidad litoestratigráfica es conocida con el nombre de Formación Villalgordo del Júcar (SANTOS -- 1974, ROBLES et al. 1974), Unidad Villalgordo (ORDÓÑEZ et al. 1975) o Unidad de trítica superior por BASCONES et al. (1976, 1977, en prensa). Al igual que la unidad Calizas del río Júcar parece difícil formalizar, con los datos conocidos hasta ahora, a esta unidad como formación, a pesar de que su techo y su muro, como veremos más adelante, están mejor definidos que la anterior, y sus equivalentes laterales en cierta medida son conocidos. Parece preferible pues, llamarla por sus términos litológicos más abundantes, seguida por el nombre geográfico con el cual es más conocida.

. Las Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo de Júcar se disponen - en clara ruptura estratigráfica, sobre las Calizas del río Júcar. Puntualmente resulta difícil a veces señalar con precisión, cual es el tipo de relación

entre ambas unidades. La cartografía geológica parece patentizar una suave discordancia angular entre ambas unidades.

El color generalizado de las series es rojo suave (2,5 YR 6/8) o rojizo amarillento (5 YR 7/6, 6/6 ó 6/8), colores dominantes de las margas aleuríticas y de las arcillas más o menos carbonatadas. Las areniscas, más variadas de coloración, pueden tomar el amarillo rojizo, el blanco, el blanco rojizo, etc.

Las litofacies de esta unidad son sencillas de identificar -conforme las características expresadas en las distintas columnas estratigráficas realizadas y sondeos- en el valle del río Júcar, y en la región comprendida al Norte de la margen izquierda del citado río. Hacia el Sur, Este y Oeste, las facies distintivas de esta unidad cambian.

En Villanueva de la Jara un sondeo de 511 m cortó, en los 295 m primeros, una alternancia de margas arcillosas pardo rojizas con arenas, gravas y niveles conglomeráticos. En Casa Simarro 187 m, en Quintanar del Rey 235 m. En Tarazona de la Mancha otro sondeo penetró 66 m, en margas arcillosas pardo rojizas con gravas y arenas que reposaban sobre las Calizas del río Júcar, al igual que el anterior sondeo de Villanueva de la Jara. El espesor máximo medido en campo es de unos 70-75 m, en el corte de Villalgordo de Júcar, pero en realidad la potencia es algo mayor, debido a que en las partes bajas del valle, los coluvionamientos y las terrazas inferiores enmascaran la primera decena de metros, de los sedimentos pliocenos aflorantes.

Tal como hemos dicho hacia el Sur, Este y el Oeste empiezan a interca

larse otros elementos litológicos en las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar. Son preferentemente rocas carbonáticas y limos carbonatados, que llegan a sustituir casi totalmente a los anteriores términos, originándose, en esas áreas, una convergencia litológica con las Calizas del río Júcar inferiores, que hace imposible o muy difícil identificar a estas unidades, con los datos obtenidos en los sondeos. En las perforaciones de "Montalvos", "Atocha" y "Casa de los Pinos", a pesar de la relativa uniformidad de los materiales -- atravesados, se han podido separar unos 50 m de esta unidad. En el sondeo de "La Gineta", es más problemática su separación de las Calizas del río Júcar. Algo más al Sur y SE de La Gineta la diferenciación de esta unidad superior -- de la inferior es imposible partiendo de los datos de los sondeos, por la identidad litológica, calizas y margas, de ambas unidades.

Dentro de la unidad de las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar pueden distinguirse dos conjuntos litológicos superpuestos, en todas las columnas realizadas en el valle del río Júcar.

El inferior tiene un espesor máximo visible de 60 m en la columna de la "Ribera de San Benito", y de 18 a 35 m en las restantes. Este cuerpo sedimentario está caracterizado por un ritmo grano-decreciente que, cuando está completo, está compuesto por: areniscas con estratificación cruzada de grano fino a grueso, con hiladas o lentejones de cantos poligénicos en tamaños finos, encima arcillas margosas pardo rojizas con procesos de nodulización (p.e. niveles 3 y 4 de las columnas la "Ribera de San Benito" y de "Villalgordo de Júcar", respectivamente), finalizando con unas calizas margosas y arenosas de aspecto ruinoso o compacto que equivalen, siguiendo a FREYTET (1971), a suelos calcimorfos o hipercalcimorfos según los casos (p.e. niveles 5 y 8 de la "Ribera de --

San Benito" y nivel 8 de "Villalgordo del Júcar").

El conjunto superior que tiene un espesor máximo de unos 40 m en Villalgordo de Júcar y más reducido en el resto de las columnas, presenta un ritmo, - también grano-decreciente, caracterizado por : gravas poligénicas en tamaños medios y centilos más grandes que los de la secuencia anterior, con matriz arenosa, encima areniscas o arenas con estratificación cruzada, de grano fino a medio, con lenticiones de grava, y a techo limos arenosos pardo amarillentos y - margas calcáreas arenosas que pueden encerrar suelos de tendencia a pseudogley (nivel 14-15 de Villalgordo de Júcar). Estos paleosuelos están descarbonatados y presentan aluviaciones delgadas y discontinuas de arcilla que tienen colores rojizos (2,5 Y 5/8) y amarillo rojizos (7,5 YR 6/8).

Ambos ritmos no siempre se encuentran completos, pudiendo faltar alguno o algunos de sus términos.

Las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar hacia la Llanura manchega y Campos de Albacete, pasan a calizas y margas que indican claramente un ambiente palustre o lacustre, en donde todavía se reconocen facies típicamente fluviales (Fig. IV-4). Sólo en la columna de "La Cañada", al NO de Minaya, los términos canalizados o de desbordamiento no son identificables. Las calizas, química, petrológica y texturalmente son muy semejantes a las de la unidad de las Calizas del río Júcar. Son micritas, micritas fosilíferas o biomicritas y muchas de ellas contienen altos porcentajes en arcilla. Al microscopio se reconocen epigénesis de yeso a calcita.

. La "Tierra Blanca", cuya edad terciaria ya fue supuesta por los auto

ELEMENTOS MUESTRAS	en %								Pérdida por calcificación
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	
647	1,67	0,13	0,67	30,86	20,26	0,06	0,04	-	46,31
645	3,42	0,21	0,19	30,30	20,12	0,11	0,09	-	45,56
46/556	13,20	3,30	1,80	26,60	14,25	0,49	0,08	-	40,15

CUADRO IV-3. Composición química del nivel productivo de "Tierra Blanca" de La Roda (muestras 647 y 645) y de una muestra de la columna de "Ca--sas Berruga".

res antiguos y más recientemente por HERNANDEZ URROZ Y PEREZ GONZALEZ (1974) y ORDONEZ et al. (1975), este último la coloca ya en su Unidad Villalgordo, es explotada desde hace muchos años en el término municipal de La Roda, inmediatamente al Oeste de su casco urbano. En 1974 (Mapa de Rocas Industriales núm 62 IGME) existían 10 ó 12 frentes, con un volumen de producción de 22.000 Tm/año. Estos materiales dolomíticos utilizados como aditivos para pinturas, relación OCa/OMg 1,50 a 1,52 (Cuadro IV-3), son citados por primera vez, en las memorias de las Hojas Geológicas de Minaya (DUPUY DE LOME Y GOROSTIZAGA, 1934) y La Roda (DUPUY DE LOME et al. 1944), y más tarde por HERNANDEZ PACHECO y RODRIGUEZ MELLADO (o.c.). Modernamente YEBENES et al. 1973, realizan un estudio muy completo de las características mineralógicas de la "Tierra Blanca", encontrando sales como la halita y sepiolitas-atapulgitas en mayor proporción, en los tramos superiores a la "Tierra Blanca".

Estos fangos dolomíticos, pueden tener su origen en el aporte selectivo de magnesio por las aguas de escorrentía que lavaban un área próxima rica en calcio y pobre en magnesio en los términos estratigráficos superiores (Cuadro IV-4), y que fluían hacia zonas restringidas. Con los datos actuales desconocemos, el mecanismo de concentración de iones magnesio en esos ambientes - sin renovación de flujo, para precipitar calcita magnesiana. Para YEBENES et al. (o.c.) el proceso de dolomitización se produjo en un estado muy temprano - de diagénesis.

En el corte de "Casas Berruga" (nivel 1), un análisis (Cuadro IV-3) ha dado una composición en óxidos próxima a los materiales de la "Tierra Blanca". Se trata de una dolomía calcárea ($\frac{OCa}{OMg} = 1,86$). Esto parece demostrar que condiciones equivalentes de sedimentación a las de La Roda, se desarrollaron en

ELEMENTOS MUESTRAS	en %								Pérdida por calcificación
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	
221	1,50	1,50	5,30	30,35	19,40	0,10	0,03	-	45,90
176-3	2,40	3,40	0,80	51,10	0,40	0,10	0,02	-	41,30
173-1	0,60	1,10	0,30	55,90	0,10	0,05	0,02	-	42,50
237	2,00	1,10	1,00	52,20	0,30	0,12	0,15	-	43,00

CUADRO IV-4. Análisis químicos de las dolomías y calizas del Jurásico de Campos de Montiel. Las muestras están ordenadas desde el tramo basal -- (221) al estratigráficamente más alto (237).

áreas más hacia el Oeste.

- *Composición Mineralógica.*

Se ha realizado una toma de muestras en las series aflorantes de la unidad de Areniscas y Arcillas rojas en el valle del río Júcar, y en las series terminales del sector de La Roda-Minaya. El número total de análisis efectuados ha sido de 10, estando situados 4 de ellos en las columnas de "Riber de San Benito" (36-549, 36-551) y "Villalgordo de Júcar" (37-552, 37-557), otros dos al NE de El Picazo (9-511, 9-512) y el resto (1183, 1170, 1172 y 1169) en las proximidades de La Roda.

Conviene decir cuanto antes que la asociación mineralógica es constante en todas las muestras. No existen variaciones acentuadas en la composición porcentual de los minerales pesados y ligeros de la base al techo, en las columnas estratigráficas de este sector. Dentro de los minerales pesados la asociación está caracterizada por los elevados porcentajes de turmalina (61-89%), que es el mineral dominante de la asociación. Puede estar acompañado por la estauroлита (5% - 15%), y más raramente por el zircón (0% - 26%). Otros minerales resistentes o estables como el rutilo y el granate apenas si están representados. Los minerales alterables o poco estables, andalucita, sillimanita, etc, faltan por completo o aparecen en porcentajes mínimos (1 al 2%). Las turmalinas se presentan con formas subredondeadas y subangulosas, más raramente con su hábito prismático característico o redondeadas.

En los minerales ligeros domina el cuarzo (59% - 92%), pudiendo estar formada la asociación en algunos casos por: cuarzo-carbonato (0% a 33%). -

Los feldespatos potásicos están siempre débilmente representados (1% - 17%), y las plagioclasas ausentes o en porcentajes mínimos. En los cuarzos las formas subangulosas son mayoritarias frente a las subredondeadas, y las redondeadas apenas si se reconocen en el total de la muestra.

4.2. EL NEOGENO DE LA ZONA CENTRAL Y ORIENTAL DE LA LLANURA MANCHEGA

4.2.1. Antecedentes

EZQUERRA DEL BAYO en un trabajo escrito en 1837 "Indicaciones Geognósticas sobre las Formaciones Terciarias del Centro de España" y publicado en 1845, explica brevemente que la Cuenca del Guadiana está rellena por depósitos de agua dulce de edad terciaria, siendo su extensión más reducida si se la compara con las cuencas terciarias del Ebro, Duero o Tajo. BOTELLA (1868), dibuja con escasa precisión los límites del terciario en este sector de la Submeseta Sur. CORTAZAR (1875, 1880) creó reconocer el carácter lacustre de estos sedimentos conforme las ideas expresadas por EZQUERRA, e intenta una primera sistematización (1880) de la estratigrafía de la Llanura manchega. Para él la serie terciaria está compuesta de abajo a arriba por:

- a) margas blanquecinas y yesos arcillosos puros en algunos sitios, a mediodía del río Azuer y del Jabalón no se han encontrado.
- b) arcillas y margas rojizas con algún maciño o molasa
- c) bancos de calizas con Helix, Planorbis, Limneas, Paludinas, etc

Mayores precisiones litoestratigráficas no se encuentran en la literatura posterior, a no ser la descripción de algunos sondeos por HERNANDEZ-PA CHECO, E. (1932), en su "Síntesis Fisiográfica y Geológica de España".

Años más tarde estudian la región, PLANCHUELO (1944, 1948, 1954) y los autores de las Hojas Geológicas Nacionales de: Minaya (DUPUY DE LOME y GOROSTIZADA, 1934), Munera (GOROSTIZAGA y DUPUY DE LOME, 1941), Sotuelamos (DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA, 1951 a), Villarrobledo (DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA, 1951 b), Alcazar de San Juan (KINDELAN, 1952), Villarta de San Juan (MESEGUER, 1953), Tomelloso (MESEGUER, 1954), y El Provencio (DUPUY DE LOME, 1955). De estos trabajos apenas si cabe destacar nada. Las calizas superficiales son "Pontienses" y los extensos arenales o guijarrales que las cubren serían de edad pliocena.

Modernamente los estudios e informes hidrogeológicos, apoyados en -- gran número de sondeos, permiten esbozar las características litoestratigráficas en algunos sectores de la Depresión Alta del Guadiana. Datos apreciables pueden obtenerse de los artículos de ANDOLZ, BORJA et al. (1971), NINEROLA, TRAC et al. (1975) y TORRENS, BATLLE et al. (1975), que resumen aspectos estratigráficos regionales, recogidos con no mucha mayor amplitud en los proyectos hidrogeológicos oficiales.

Para la exposición de los datos que poseemos hemos dividido a -- esta región de la Cuenca Manchega en dos sectores, uno es el comprendido entre La Roda y Villarrobledo y el otro entre Villarrobledo y Villarta de San Juan.

4.2.2. Las series neógenas entre La Roda y Villarrobledo. Los sondeos de la transversal de Minaya.

Se describen en este apartado cuatro sondeos hidrogeológicos (Fig.IV-6) informados por DEL POZO y CORCHON, que presentan la particularidad de estar — prácticamente alineados en el meridiano de Minaya. De Sur a Norte son los siguientes:

- *Sondeo de la Estación de Minaya.*

Está situado a unos 4 km al Sur del sondeo de Minaya, y comenzó en cotas de 710-720 m. La máquina cortó 121 m de serie neógena y finalizó en materia les calizos de edad jurásica o cretácica. De cubriente a yacente:

- d) Calizas y calizas margosas, 25 m
- c) Margas y calizas margosas con lentejones de gravas con matriz arenosa, 13 m
- b) Margas rojas con hiladas de cantos y arenas, 33 m
- a) Arcillas rojas con cantos e intercalaciones conglomeráticas. Espesor, 50 m

- *Sondeo Minaya*

Realizado en el pueblo de Minaya y emboquillado en cotas de 720-730 m.

La sonda perforó 103,5 m hasta alcanzar el substrato calizo mesozoico. De arriba a abajo.

- e) Calizas con gasterópodos. Espesor 24,50 m
- d) Margas ocreas pardas con pasadas de niveles calizos. Espesor 8,50 m
- c) Arenas con algunas hiladas de caliza, 5 m
- b) Calizas margo-arcillosas con colores blancos, pardos o amarillentos. Potencia 35,5 m
- a) Arcillas margosas o margas arcillosas de color rojizo con algunas intercalaciones conglomeráticas. Espesor 30 m

- Sondeo Cucaña

Está situado a unos 2 km al Oeste del km 30 de la carretera de Minaya a la Alberca de Zāncara en cotas de 730-740 m. El sondeo a los 71 metros cortó calizas dolomíticas del Cretácico superior. De techo a muro se pueden distinguir los siguientes tramos:

- e) Calizas arcillosas, tobáceas y grumosas, con intercalaciones margosas de colores blancos a beige. Espesor 20 m
- d) Nivel con margas pardo rojizas limoso-arenosas con gravas redon-

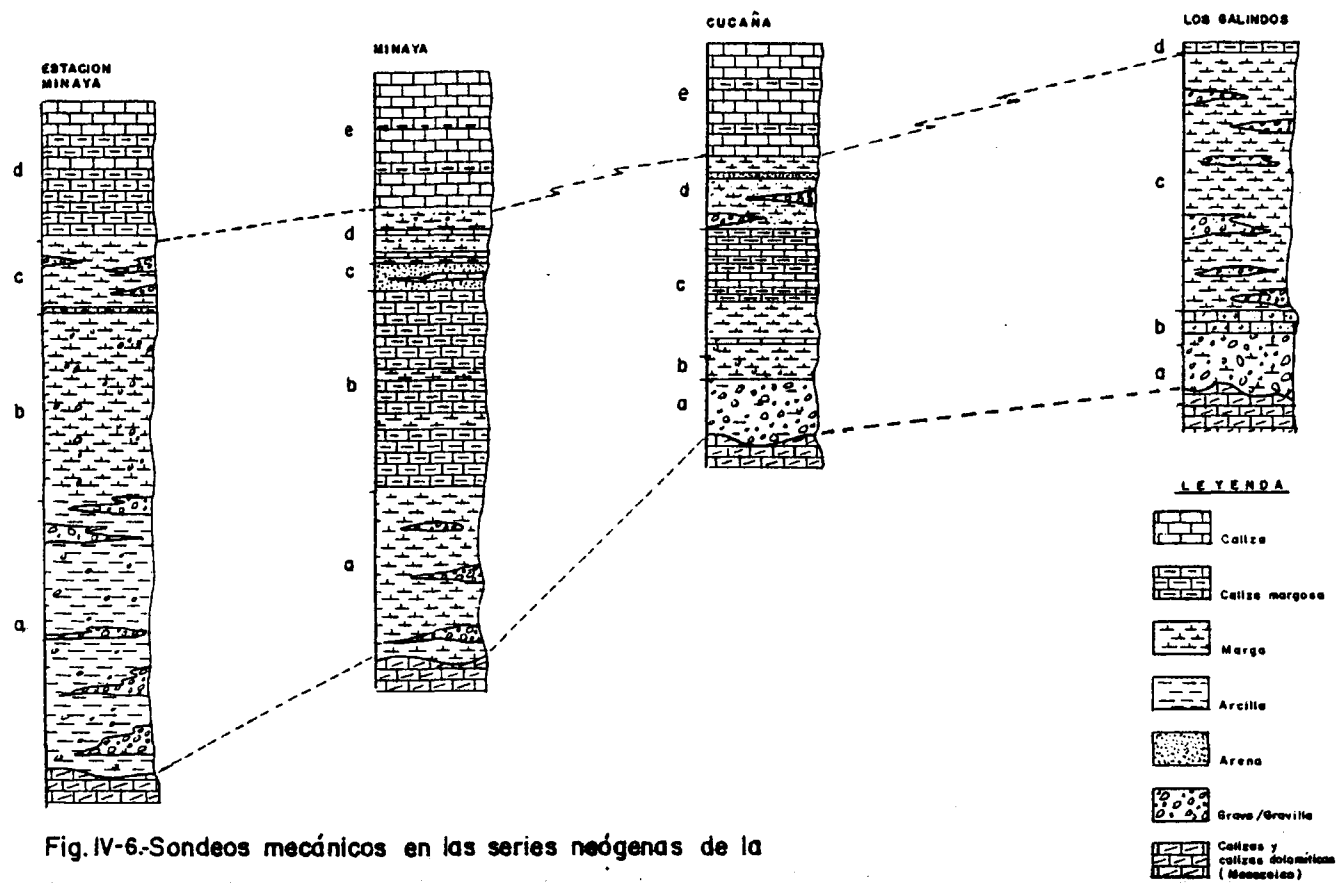


Fig.IV-6-Sondeos mecánicos en las series neógenas de la

deadas de caliza y arenas finas a medias con escasa matriz arcillosa. Espesor 13 m

- c) Margas blancas con intercalaciones de capas calizas, y calizas y calizas margosas algo arcillosas. Espesor 23 m
- b) Margas limosas-arenosas con gravas y gravillas calizas de color pardo rosado claro. Potencia 4 m
- a) Conglomerados de cantos calizos de origen diverso, redondeados, - con cemento calco-arcilloso de color pardo rojizo y matriz arcillosa limosa-arenosa del mismo color. Espesor 11 m

- *Sondeo Los Galindos*

Este sondeo con cota en su embocadura de 740 m, se sitúa a unos 4 km - al Oeste de Casas de Fernando Alonso, próximo a Los Galindos, en el término municipal de San Clemente. La máquina cortó 65 m de sedimentos terciarios, antes de penetrar en las calizas del Cretácico superior. De techo a muro la secuencia es la siguiente:

- d) Marga blanca con pasadas de hiladas calizas blancas a cremas generalmente arcillosas. Espesor 2 m
- c) Margas marrón ocráceas con frecuentes lentejones de arenas, gravillas y gravas de cantos calizos. Potencia del tramo 45 m

- b) Caliza arcillosa con abundantes arenas, gravillas finas de cuarzo y cantos calizos poligénicos. Potencia 4 m
- a) Gravas y gravillas poco rodadas de caliza del Cretácico superior, en una marga marrón ocrácea, localmente cementadas con carbonatos. Espesor 13 m

- Distribución y características de las litofacies en este sector

Escasísimos son los afloramientos terciarios en esta área de La Roda-Villarrobledo. Los mejores cortes y su explicación ya han sido dados en el capítulo de "La Cuenca terciaria del río Júcar", nos referimos a los pequeños - perfiles litológicos obtenidos en "Casa de Prietos", "La Roda", "Casa Berruga", etc. Lógicamente, el conocimiento de las características litoestratigráficas del neógeno en esta región, queda supeditado a los datos que puedan aportar los sondeos y pozos.

Los sondeos de la transversal de Minaya junto con los datos de otros sondeos y pozos, recogidos durante el año 1974 por HERNANDEZ URROZ y PEREZ-GONZALEZ, nos van a permitir establecer las variaciones de litofacies y espesor de las series pliocenas, en este borde oriental del Corredor.

Los sondeos de la transversal de Minaya parecen indicar claramente - que nos encontramos ante un único cuerpo sedimentario. En el sondeo más central (Sondeo de Minaya), es posible distinguir hasta tres subunidades formadas por: 25 m de calizas con fósiles (nivel e), 49 m de calizas margosas y arci-

llas, margas ocre pardas y algunas hiladas arenosas (niveles d, c y b), y 30 m de arcillas margosas rojas con intercalaciones conglomeráticas (nivel a).

Hacia el Sur, sondeo de la Estación de Minaya, estas tres subunidades son todavía fácilmente identificables, aunque las dos subunidades inferiores - están más cargadas en detríticos (arenas y cantos). Las calizas más margosas - mantienen su espesor. Un sondeo intermedio entre Moharras, en el borde de la serie plegada mesozoica, y el sondeo de la estación de Minaya, cortó 72 m de arcillas rojas con cantos, antes de penetrar en un posible Cretácico.

Estas facies rojas con cantos se reconocen, en todos los sondeos controlados, a lo largo de una franja de 2 a 3 km de ancho que bordea a los afloramientos mesozoicos de Campo de Montiel, desde Villarobledo a Santa Marta. Al Norte y NE de Moharras, su anchura es mayor, del orden de 5 a 6 km

Al Norte del sondeo de Minaya, a unos 4 km, se sitúa el sondeo "Cucaña", todavía es fácil distinguir en el mismo los tres tramos: calizas, calizas y margas, y arcillas y conglomerados. La serie en este punto es más reducida - de espesor no alcanzando los 75 m. Más al Norte, a 6,5 km, está emboquillado el sondeo "Los Galindos", próximo a los relieves mesozoicos de Sisante - Casas de Fernando Alonso. Aquí el cuerpo sedimentario, al igual que ocurría en el borde próximo a Campo Montiel, ha cambiado. Está compuesto por gravas y gravillas, margas con lentejones arenosos y cantos calizos, y a techo una marga caliza que no alcanza en muchos puntos los 2 m de potencia. Un sondeo próximo a "Los Galindos", al Sur de Casas de Fernando Alonso, cortó 116 m de serie terciaria con características litológicas muy parecidas a las que acabamos de describir.

En el borde Nororiental del Corredor Manchego, se han localizado -
adósadas a las áreas mesozoicas, unas facies conglomeráticas o bréchicas de -
cantos calizos subredondeados a angulosos, unas veces estratificados y otras -
más masivos o formando un pavimento con escasa matriz arcilloso arenosa. GAR--
CIA-ABBAD (1975), identifica algunos de estos afloramientos con su Unidad ter-
minial (p.e. El Picazo, o el corte de San Clemente - Sisante). Serían en unos -
casos depósitos de pie de talud (Talus-cone) y en otros coladas de cantos de
las zonas de ápice de posibles conos aluviales, o inclusive depósitos práctica-
mente in situ movidos por gravedad, en las áreas de interfluvio, y retocados pos-
teriormente por las aguas de escorrentía.

El litosoma representado por el sondeo de Minaya, es característico -
en una amplia zona alrededor de este núcleo urbano, y por los datos recogidos
de los sondeos continua hacia el Oeste, quedando al Norte enmarcado, aproxima-
damente, por la alineación de Casas de Roldán - Venta de Alcolea, y al Sur por
la carretera que une la Estación de Minaya con Villarrobledo. La presencia en
estos puntos de materiales provenientes de áreas no situadas al Sur o Norte ,
al menos en los términos más altos de la serie, esta bien demostrado en el ca-
pítulo anterior. Los pequeños cortes que llamamos "Series Terminales de las -
Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar", se corresponden claramen-
te, por cambio lateral de facies, con los términos más altos del tramo calizo su-
perior del sondeo de Minaya. La cuestión inmediata que se plantea, es si la -
unidad litoestratigráfica representada, por ejemplo, en el sondeo de Minaya, es
un solo cuerpo sedimentario, o en el están representados al menos dos, esto es
las Calizas del río Júcar y las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del
Júcar. Nuestro punto de vista, como ya hemos expresado repetidas veces, es que -
los materiales atravesados por el sondeo de Minaya son una sola unidad litoes-

tratigráfica que tiene su equivalente lateral hacia el Este, en la unidad de las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar (PEREZ-GONZALEZ, 1979). Las Calizas del río Júcar no parecen traspasar el meridiano de la Roda.

Al NO de este sector central más carbonatado, Casa Calverón, Casa del Gordo, etc, los sondeos descubren numerosísimas intercalaciones de arenas blancas o rubias, bien lavadas y clasificadas, con tamaños finos o medios, en las que se intercalan paquetes de margas arcillosas rojas o calizas. Esta nueva facies ocupa los primeros 20 ó 30 m de los sondeos, aunque su espesor tiene enorme variación, de un punto a otro. Términos equivalentes pueden localizarse más hacia el Este en Casas de Haro y Barrio de Abajo.

4.2.3. La sucesión neógena entre Villarrobledo y Villarta de San Juan.

Dos unidades litológicas afloran en esta extensa área comprendida entre Villarrobledo y Villarta de San Juan. La de mayor representación superficial, es la facies carbonatada. Las facies rojas se sitúan en una amplia franja alrededor de Villarrobledo y en puntos más reducidos, en uno y otro borde de la Depresión Alta del Guadiana. Las facies carbonatadas, como en el sector de La Roda-Minaya, tienen más desarrollo en las zonas centrales de la cuenca, aunque esto no significa que ocupen el eje de simetría de la misma. Lo que sí es evidente es que los términos más altos son expansivos sobre las facies detriticas rojas que le son inferiores, pudiendo en algunos casos apoyarse en el substrato más antiguo mesozoico.

- Las Facies Rojas

Dentro de estas facies hemos podido realizar el levantamiento de dos columnas estratigráficas, que pueden ilustrarnos acerca de las características litológicas en uno y otro borde de la Depresión. Estas columnas son las siguientes:

- Serie el Berrueco.

Este perfil se ha obtenido en la ladera derecha del Valle del río Córcoles, a 4,5 km del SE del cruce de dicho río con la carretera de Villatrobledo a Casa de Parra. La serie comienza en una cota próxima a los 750 m y tiene un espesor del orden de 18 m.

De abajo a arriba:

- 1) Visible de 1 a 2 m de conglomerados de cantos de calizas y cuarcitas en Tf de 3-4 cm y TM 8 cm, en calizas. Los elementos calizos se presentan subredondeados a subangulosos. Un cemento carbonático une fuertemente los clastos. Matriz arenosa.
2. Marga calcárea-arenosa compacta, de color pardo rojizo y aspecto externo ruiniforme. Da resalte morfológico. Espesor 0,40 a 0,50 m
3. Margas calizo-arcillosas, pardo rojizas. Espesor 1,20 m
4. Conglomerado de caliza, cuarcita y cuarzo, con Tf 2 cm y TM 7 cm.

Los clastos están mejor redondeados que los del primer nivel. Espesor 0,40 - 0,50 m.

5. Marga calcárea-arenosa compacta, con cantitos dispersos, de color pardo rojizo y aspecto externo ruiforme. Este nivel es muy parecido a la capa 2. En la base se diferencia una arcilla margosa rojiza. Espesor total de 0,90 a 1 m
6. Arcillas margosas, pardo rojizas. Espesor 1 m
7. Conglomerado de cantos cuarcíticos, Tf 3 cm y TM 7 cm, fuertemente cementados por una pasta carbonática de color rojizo, espesor -- 0,60 m
8. Arcillas margosas, pardo rojizas. Espesor 1,30 m
9. Marga caliza-arenosa compacta, de color rojizo. Este nivel es semejante al 2 y 5, pero con mayor abundancia de cantos, Tf 1-2 cm y TM 3 cm en cuarcita. Espesor 0,40 - 0,50 m
10. Areniscas con escaso cemento carbonático. Espesor 0,20 - 0,30 m
11. Conglomerado de caliza, cuarcita y cuarzo, Tf 3-4 cm y TM 8 cm en cuarcita. Cemento carbonático de color rojizo. Espesor 0,50 a -- 0,60 m
12. Arcillas margosas, pardo rojizas. Espesor 0,60 m

13. Marga calcárea-arenosa rojiza, compacta, con pequeños clastos ca
lízos. Espesor 0,50 m
14. Cubierto. 1,50 m
15. Conglomerado de cantos de caliza y cuarcita, Tf 3 cm y TM 10 cm,
en caliza. Cemento carbonático de color rojizo. Espesor 1 m.
16. Arcillas margosas pardo rojizas. Espesor 1,50 - 2 m.
17. Marga calcárea pardo rojiza, que hacia el techo se enriquece en
carbonato hasta dar una caliza. Espesor visto de 2,50 a 3 m

- *Serie Peña Parda.*

Está situada a 2 km al Norte de Santiago de la Torre y en los taludes que se desarrollan en la margen izquierda del valle del río Záncara. El espesor de la serie es en este punto de unos 25-26 m. Comienza el perfil en una co
ta aproximada de 720 m. De muro a techo:

1. En la base 2 m vistos de arcillas margosas rojizas. Encima un con
glomerado de cantos calizos de Tf 4-5 cm y TM 8 cm, clastos hete-
rométricos y subangulosos cementados con una pasta carbonática ro
jiza. Espesor 0,70 m
2. Alternancia de conglomerados parecidos a los anteriores y margas
calcáreas-arenosas con gravilla. Espesor 2 m

3. Arcillas margosas de color rojizo. Espesor 2 a 3 m
4. Lentejón calizo, con estructura bandeada y a veces con aspecto --
travertínico. Color crema o suavemente rojizo. Fuertemente karsti-
ficado en superficie. Espesor de 0 a 2 m
5. Arcillas margosas de color rojizo. Espesor 4,50 m
6. Marga calcárea compacta de color rojizo. Espesor 1,50 m
7. Marga arcillosa, fuertemente alterada en superficie. Colores vio-
láceos y rojizos. A techo descansa en discordancia una terraza --
del río Zánacara.

. La columna el "Burrueco" descubre una sucesión donde los términos --
conglomerados poligénico y marga caliza-arenosa forman la pauta de un ritmo --
que se repite cinco veces. Entre ciclo y ciclo se establece un lapso de tiempo
marcado por los suelos calcimorfos (marga caliza-arenosa), de aspecto externo
ruiniforme. Las coladas de grava, sin estructura interna aparente, presentan --
clastos de caliza jurásica subredondeados a subangulosos, en otras ocasiones --
son cantos cuarcíticos bien redondeados, todo en una pasta carbonática que --
traba fuertemente a los elementos. En posiciones más marginales toda la suce-
sión, es sustituida por una masa de conglomerados en bancos de hasta 0,80 m, don-
de los clastos calizos son angulosos o subangulosos y la heterometría de los --
cantos (calizos y cuarcíticos), es muy acusada.

. En la región de Villarrobledo la erosión ha descubierto numerosos --

afloramientos mesozoicos, algunos de ellos han servido en el pasado como áreas de aporte local. Un buen ejemplo es el núcleo anticlinal de Villarrobleado, fosilizado en parte por capas de conglomerados calizos y bloques, ya citados por HERNANDEZ PACHECO Y RODRIGUEZ MELLADO (o.c.) aunque los consideraron de edad oligocena.

. El espesor medio de estas facies detríticas rojas ciertamente nos es desconocido. Los datos de sondeos que poseemos son escasos. Un dato máximo sería el de 206 m al Sur de Villarrobleado, próximo al paso a nivel de la carretera de Munera a Villarrobleado. Otro de 112 m en un punto intermedio entre Villarrobleado y Socuélamos, en Casa de Nicolás. En Casas del Pino, en las cercanías del río Zánacara, al NO de Villarrobleado, un sondeo cortó en los 58 m primeros arcillas rojas con cantos de caliza y cuarcita, con una intercalación de conglomerados calizos y arenas finas, y del metro 58 al 108 conglomerados calizos. En Cerro de la Camarilla, al Oeste de El Provencio, un sondeo atravesó 67 m de marga arcillosa roja con un par de capas de conglomerados calizos intercalados.

A pesar de la escasez de sondeos y pozos profundos en este sector de la Llanura manchega, se puede sospechar que los espesores medios de las facies rojas no deben sobrepasar en mucho el centenar de metros. Una variable importante a considerar es la marcada compartimentación del substrato mesozoico, tal como se puede observar en la zona de Villarrobleado, que determina como en -- otros puntos de esta cuenca, un paleorelieve muy acentuado.

- Las Facies carbonatadas

A esta unidad litológica le corresponde la máxima magnitud de aflora-

miento, en la Llanura manchega, y lógicamente en el área que nosotros tratamos. Su espesor es variable pudiendo oscilar entre 1 ó 2 m y sobrepasar algunas decenas de metros. Sondeos al Sur de la confluencia del río Záncara con el Ciguela, han cortado entre 80 y 90 m de calizas y margo-calizas. Estos deben ser espesores máximos. Lo normal son unos pocos de metros y a veces, hacia los bordes de la cuenca, es una sola tabla caliza de débil espesor.

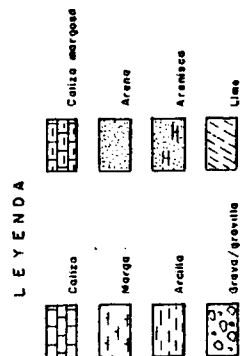
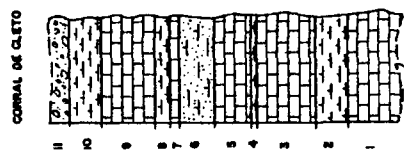
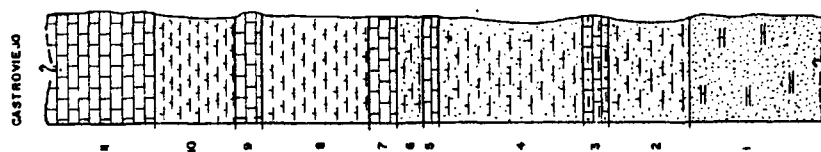
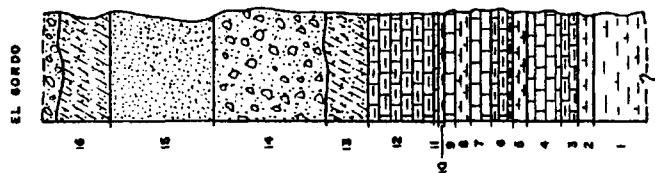
Un hecho interesante a resaltar es la intensa karstificación de estas calizas. La Terra rossa, abundatísima, rellena fracturas y cavidades. Esta karstificación penetra en profundidad, sobre todo cuando sobre las superficies calizas se han desarrollado procesos fluviales durante el Cuaternario.

Durante los trabajos para la confección de la Hoja Geológica de Villarrobledo a escala 1:50.000, obtuvimos junto HERNANDEZ URROZ, tres pequeñas columnas en pozos (Fig. IV-7), en las series carbonatadas situadas entre Villarrobledo y Socuellamos. Estas son:

- *Serie de el Pozo el Gordo*

Está situado en el ángulo NO de la Hoja de Minaya (741), en las Casas del Gordo. La secuencia vista de materiales en este punto es de 11 m, estando la boca del pozo en cotas próximas a los 710 m. De abajo a arriba se pueden distinguir dos tramos:

- a) Este término es una alternancia de margas calizas, margas y calizas de colores blancos o pardos. Las margo-arcillas y arcillas -- margosas, que aparecen en menor proporción, son de colores pardo --



rojizos. El espesor controlado es de unos 6 m. Niveles 1 a 12 de la figura IV-7.

- b) Limos, limos arenosos, gravas y arenas finas bien seleccionadas. Con un espesor reconocido de 5 m. Niveles 13 a 16. A techo se -- disponen discordantemente los cantos poligénicos del Sistema aluvial del río Júcar.

- *Serie del Pozo Castroviejo.*

Este pozo se encuentra situado a unos 5 km al Norte de Villarrobledo, siguiendo la carretera comarcal al Provencio y aproximadamente a 1,5 km al Oeste de dicho punto. El pozo fue excavado al pie de una pequeña cuesta que está coronada por una tabla caliza. La serie comienza en una cota cercana a los 700 m, siendo el espesor de materiales de 14,5 m. De muro a techo se distinguen dos niveles:

- a) En la base conocida areniscas amarillentas de grano grueso a medio. Encima margas calcáreas-arenosas y calizas margo-arenosas . Niveles 1 a 4. Espesor 7 m.
- b) Alternancia de margas con arenas o no, y calizas karstificadas y recristalizadas. Niveles 5 a 11. Potencia 7,5 m.

- *Serie de el Pozo Corral de Cleto*

Se localiza en las proximidades de Socuellamos, al NO, y a unos 500 m

al Norte de la conjunción de la acequia de Socuellamos con la de la Hoyuela. serie comienza en cotas de 670 m, siendo el espesor de la misma de 6,5 m.

A techo se identifica unas gravillas y unas margas arenosas blancas pardas. Luego hacia el muro, la serie se resuelve en una alternancia de caliza o calizas margosas, margas, margas calcáreas y margas arcillosas, los colores son blancos o pardo rojizos en los niveles más arcillosos (Niveles 1 a 11).

.Texturalmente estas calizas no se diferencian gran cosa de la Unidad Calizas del río Júcar, siguen siendo micritas o biomicritas, a veces con nódulos dismicríticos. Los oogonios de caráceas, los ostrácodos y las calcificaciones de algas son abundantes.

La composición química en óxidos (Cuadro IV-5), de cuatro muestras -34/544 al Norte de La Roda, 191 entre el río Zánacara y Pedro Muñoz, 188 Puente del Guadiana en la carretera de Herencia a Villarta de San Juan y 241 en Tomelloso- indica que la relación $\frac{CaO}{MgO}$ es mayor de 50 en todas ellas, con poca almina y escasa sílice, datos acordes con los obtenidos por BALMASEDA et al. (197 al Oeste de nuestra zona.

.La monotonía de las plataformas calcáreas está rota en dos puntos - distintos, por la presencia de unos depósitos formados exclusivamente por cantos cuarcíticos. Uno de ellos, el más pequeño, ocupa el borde de la dolina del Baño de la Hinojosa, el otro más grande y también más disperso, se sitúa en los alrededores del puente sobre el río Zánacara, en la carretera de Pedro Muñoz a Socuellamos, al Oeste del Embalse de los Muleteros. Esta facies particular está relacionada, a nuestro parecer, con canales que transportaban cargas de detrit

OXIDOS MUESTRAS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	en %					Pérdida por calcificación
				CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	
34-544	6,30	0,94	0,25	49,55	0,80	0,18	0,01	0	41,45
191	1,00	1,50	0,60	54,70	0,10	0,04	0,02	0	42,90
188	3,10	1,40	0,80	51,50	0,10	0,10	0,03	0	43,90
241	3,50	2,90	1,60	50,70	0,50	0,10	0,03	0	41,90

CUADRO IV-5. Análisis químicos de cuatro muestras calizas situadas entre La Roda y Villarta de San Juan.

cos gruesos, en las últimas fases de colmatación, hacia el interior de la cuenca, desde los bordes próximos mesozoicos. En la actualidad estos materiales forman un producto eluvionar residual, que han sufrido una remoción intensa en algunas zonas, dando como resultado depósitos de ladera. Cabe también señalar aquí que estos afloramientos serán de gran interés, a la hora de señalar la evolución geomorfológica pliocena y postpliocena de la Llanura manchega.

. En el Balneario de la Hijosa se localiza el único afloramiento con yesos en superficie, del territorio en estudio. El vaciado de las balsas, situadas en el fondo de la dolina, que se utilizan para la retención de agua para el balneario, hidroquímicamente ricas en sulfatos y cloruros (DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA, 1951, o.c.), descubre un substrato arcilloso rojo, con abundantes cristales de yeso diagenético. Estas facies yesíferas afloran profusamente al NE de la Hijosa, en dirección a las Mesas. Los sondeos, en algunos puntos del Corredor, han cortado laminillas de yeso disperso entre la marga arcillosa roja.

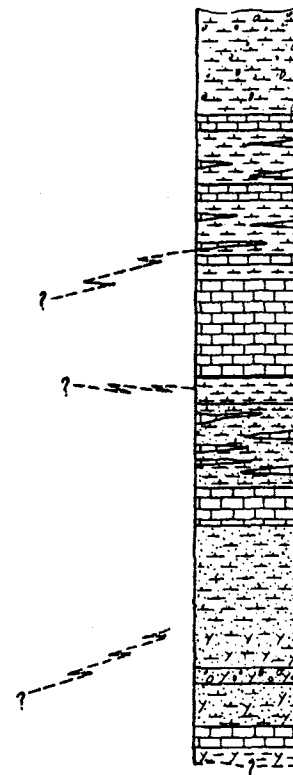
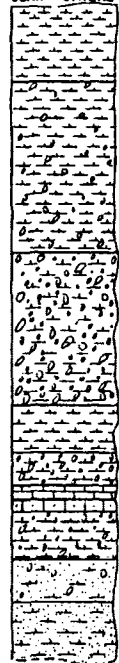
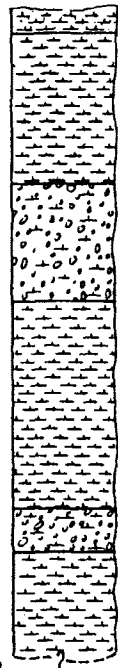
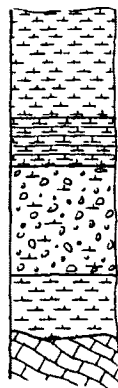
. De las regiones situadas al Oeste de Socuéllamos y hacia Villarta de San Juan apenas si poseemos datos. Existen algunas noticias generales en las memorias de las hojas geológicas realizadas en la zona y una pequeña referencia, a los materiales calizos aflorantes, en la memoria de la Hoja a escala 1:200.000 (Tomelloso); para el área de la Alameda de Cervera HERNANDEZ-PACHECO E. (1932), describe dos sondeos en la línea que forma el Canal del Guadiana, entre Argamasilla de Alba y Alameda de Cervera. En el primero, próximo a Argamasilla, el Neógeno, detrítico, alcanza los 37 m, en el segundo la sonda cortó, antes de penetrar en el mesozoico, 51 m de calizas y margas, con alguna intercalación de arcillas margosas rojizas. En Tomelloso un sondeo atravesó,

S.E. CASA DE
LOS MORALES

N.E. CASA DE
LOS MORALES

Km. 179 F.C.
ALCAZAR DE SAN
JUAN - C. REAL

N.O. DE CINCO CASAS



LEYENDA



Marga



Caliza

Y = Yeso



Marga calciza



Grava/gravilla



Arenas



Fig.IV-8-Sondeos mecánicos en las series neógenas a lo largo del
ferrocarril Madrid-Alcazar de S. Juan (N.E. de Manzanares)

en los 5 m primeros, una marga caliza para luego hundirse en una marga roja arcil con gravas calizas, hasta alcanzar el substrato mesozoico.

Mayor interés tienen una serie de sondeos informados por DEL POZO Y ARQUER (Fig. IV-8), situados en el borde NE de la Hoja de Llanos del Caudillo y embocados en cotas de 650 m. El más meridional es el sondeo "SE Casa de los Morales", próximo a los relieves mesozoicos de Campo de Montiel, el más septentrional es el sondeo de "Cinco Casas" que es al mismo tiempo el que tiene mayor desarrollo, 140 m. En estos sondeos orientados S-N, podemos observar como se sustituyen los materiales margoso arcillosos rojizos y los conglomerados de cantos calizos y cuarcíticos, por las calizas y las margo-calizas, con aparición en los ambientes más restringidos de cristales de yeso. Al Norte del sondeo de "Cinco Casas" se sitúan otros sondeos hasta el Zánacara, que ya comentamos anteriormente, donde los términos carbonatados alcanzan los ochenta metros y prácticamente se apoyan directamente sobre el Jurásico o el Triásico.

En este sector, al igual que en el de La Roda-Villarrobledo, tan solo es posible reconocer un único cuerpo sedimentario, de no mucho espesor, con dos facies características: una carbonatada y otra detrítica roja. Generalizando, podemos decir que una sustituye a la otra, de los bordes (facies rojas detríticas) al centro de la cuenca (facies carbonatadas)

- Composición mineralógica.

La escasez de afloramientos y cortes naturales de cierta entidad ha limitado no solamente la toma de muestras, sino también el conocimiento de --

las posibles variaciones mineralógicas en el registro geológico vertical.

Se han realizado un total de 13 análisis mineralógicos sobre arenas o areniscas, correspondiendo las muestras números 152-80818, 52-571 y 616 a la región comprendida entre Casas de Fernando Alonso, San Clemente y Norte del Provencio. Las muestras 141-26160-1, 139-26166 y 163-17932-2, han sido recogidas en facies claramente influenciadas por aportes Sur (Campo de Montiel). El resto ocupan posiciones próximas al paralelo de Villarrobledo - Socuélla--mos, si exceptuamos la muestra 236, próxima al relieve de pizarras y cuarcitas paleozoicas de Puerto Lápice-Herencia.

La asociación de minerales pesados en la zona central de la Llanura manchega, está caracterizada, en casi todas las muestras, por la turmalina (85 a 47%) y en dos de ellas (139-26166 y 163-17932-2), por el circón (70 y 37%). El mineral acompañante en el primero de los casos es el circón (32 a 2%), que a veces forma parte de la asociación como en la muestra 236, con el 32%, y en el segundo es la turmalina (14%) o el rutilo (16%). Se observa un aumento del rutilo en la mayoría de las muestras, en detrimento de la estaurolita, en -- aquellas que se sitúan al Oeste del meridiano de El Provencio.

Todos los puntos de muestreo próximos a áreas mesozoicas, tienen importantes porcentajes de opacos naturales y de alteración, sobre todo de estos últimos.

En los minerales ligeros, se reconocen tres tipos de asociaciones. La muestra 236 está caracterizada por el cuarzo (92%), con ausencia de carbonatos y plagioclasas y débil presencia del feldespato potásico. Las muestras

83-16302-2 y 156-16300-1 presentan las asociaciones: cuarzo (86%), acompañado por el feldespato potásico (8%) y el carbonato (6%), y cuarzo (54%), carbonato (38%), respectivamente.

Finalmente las arenas o areniscas próximas a afloramientos cretácicos o jurásicos, contienen elevados porcentajes de carbonato (84 al 42%), siendo a veces la asociación cuarzo (53 al 55%) - carbonato (43 al 42%), y otras carbonato (84 al 55%) - cuarzo (45 al 16%).

Acercas de la morfología del grano podemos decir, que las turmalinas apenas si conservan su hábito prismático en las muestras estudiadas, siendo -- sus formas preferentemente subangulares o subredondeadas. En el cuarzo los granos son subangulares, con abundantes formas subredondeadas y solo presencia de redondeadas.

4.3. CALIZAS TRAVERTINICAS DEL PANTANO DE PEÑARROYA

El afloramiento principal es una extensa mancha, en dirección Norte-Sur, que se situa desde el Embalse de Peñarroya hasta Casas de Santa Rita, punto situado a 3 km al Sur de Tomelloso.

En la margen izquierda del pantano de Peñarroya (Mesa de la Parra) , se localiza un afloramiento de dimensiones regulares entre Mierevas y Casilla de Zuñiga. Su expresión morfológica es la de una gran plataforma a 780-800 m , rota en aquellos puntos donde la erosión remontante de las torrenteras del llamado río Guadiana a mordido a esta superficie.

Al Sur del afloramiento principal y a unos 1200 m de Tomelloso, en el camino a Tres Carriles, apuntan todavía estos materiales.

Esta unidad litoestratigráfica que llamaremos Calizas travertínicas - del Pantano de Peñarroya, se apoya en discordancia angular y erosiva sobre las calizas y dolomías del Lías-Dogger. Se adaptan epitelialmente al suave paleorelieve construido sobre los depósitos mesozoicos y se inclinan con ellos, con -- pendiente próxima al 1,5%, hacia el Norte. Los productos de deyección cuaternarios sobre la Llanura de San Juan, junto con el desarrollo de costras carbonatadas, enmascaran a esta unidad en su límite más septentrional.

En la Mesa de la Parra, las Calizas travertínicas, están representadas basalmente por cuerpos lenticulares de conglomerados calizos mesozoicos, heterométricos y subangulosos, cementados por carbonatos y matriz margo-arenosa de color pardo rojizo. El espesor máximo visto es del orden de los 7-8 metros. En cima, concordantemente, de 8 a 9 metros de calizas y calizas travertínicas, a veces con numerosos restos vegetales, tallos y hojas, en bancos de 1 ó 2 metros con algunas hiladas de gravilla. En la base, sobre el substrato mesozoico, se reconocen formas cóncavas de erosión fluvial. En esos puntos las calizas rojas jurásicas (por otros autores llamadas dolomías rojas), se encuentran algo alteradas.

Al pie del Castillo de Peñarroya, un cantil descubre un interesante corte de esta unidad terciaria. El yacente en este punto está formado por unas calizas gris blanquecinas con fósiles de crinoides, equinodermos, braquiópodos, etc. en capas de 0'80 a 1 metro del Lías inferior-medio, fuertemente fracturadas. Son planos de diaclasas, métricos, muy abiertos, hasta 0'20 metros, relle-

nos por una marga arcillosa detrítica roja y compacta, que texturalmente corresponde a una micrita arcillosa, rica en sílice, alúmina y hierro (Cuadro IV análisis 173-29894-2). Esta pasta rojiza engloba cantos subangulosos, sin alterar, de la micrita fosilífera jurásica que le sirve de caja. Encima y sobre la paleotopografía mesozoica se disponen, irregularmente, cantos calizos heterométricos, angulosos y de vez en cuando subredondeados, sin ordenación aparente, con tamaños que oscilan entre 0'5 a 10 cm, y matriz arenosa con cemento carbonático arcilloso rojizo. Espesor de 0'25 a 30 metros. Litoestratigráficamente la serie continua con:

- 0 a 2'20 m. de una marga calcárea-arenosa de color rojo, con cantos calizos subangulosos a techo (TM 10 cm.) que es erosionada por una arenisca pardo rojiza, muy bien cementada, masiva, bien clasificada y de grano medio.
- 0'50 m. de caliza tobácea con tallos vegetales. Esta capa se apoya con una marcada cicatriz sobre los estratos inferiores.
- 0'50 m. de un conglomerado calizo pardo rojizo con cemento carbonático. Los cantos son de pequeño tamaño, heterométricos y no presentan ordenación interna.
- 0'80 a 1 m. de caliza travertínica de color pardo rojizo, porosa y sonora a golpe de martillo.

En otros puntos próximos a este corte del Castillo de Peñarroya, zona de Altarejos, en el contacto con la serie jurásica, la serie comienza con -

cantos y bloques de caliza subangulosa con cemento carbonático arcilloso rojo. En cima bancos de calcarenitas que localmente contienen hiladas de gravas finas calizas, bien redondeadas. Coronan a estos depósitos, calizas travertínicas.

Hacia el Sur, Casa del Cura, las Canteras, etc, los depósitos carbonatados con espesores visibles, posiblemente próximos, a los 15-20 m son los únicos aflorantes. Generalmente son micritas algo arcillosas recristalizadas, a veces con restos de gasterópodos, lamelibranquios, etc y vegetales. Se presentan en bancos de hasta 1,50 de potencia. Son muy porosas y tienen la particularidad, tal como dijimos más arriba, de que son sonoras al golpe del martillo. En corte se observan numerosos procesos de corrosión química, que le dan a la roca un aspecto oqueroso. Algunos análisis geoquímicos realizados (Cuadro IV-6 muestras 176-24054-2, 239 y 238), demuestran que estas calizas son ricas en óxido de calcio, 51 al 55%, y pobres en sílice y magnesio (0,10 a 0,50%).

En Ossa de Montiel litofacies semejantes a la unidad Calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya reposan, dislocadas y en discordancia erosiva, sobre una antiplanicie, labrada en el jurásico, a 900-950 m de altitud. BOTELLA (o.c) en su mapa geológico de la región, cartografía ya este pequeño afloramiento de Ossa de Montiel, al que identifica como "Terciario de agua dulce". Más recientemente ALMELA y DUPUY DE LOME (1954) precisan las características litológicas de estas facies. Están compuestas por una serie de calizas oquerosas fosilíferas - en bancos y margas calcáreas pardo rojizas de aspecto ruiniforme, que son sustituidas en algunos puntos por capas, con estratificación cruzada, formadas por areniscas y gravillas de caliza cuarcita y cuarzo, muy cementadas, subangulosas o subredondeadas y margas arcillosas pardo rojizas (muestra 222, Cuadro IV-6). El espesor máximo controlado en campo ha sido de unos 15 m, DEFALQUE (1976) pien

OXIDOS MUESTRAS	en %								Pérdidas por calcificación
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	
173-29894-2	35,2	14,0	5,7	21,0	0,70	1,6	0,08	0	21,70
176-24054-2	0,20	1,90	0,30	55,0	0,10	0,03	0,02	0	43,20
239	4,00	1,00	1,00	51,4	0,50	0,10	0,03	0	42,00
238	0,60	1,10	1,00	53,80	0,50	0,05	0,03	0	44,10
222	14,60	4,00	2,40	42,80	0,50	0,60	0,05	0	34,80

CUADRO IV-6. Análisis de óxidos de cinco muestras de la unidad Calizas traver
tínicas del Pantano de Peñarroya.

sa que este depósito es Cuaternario y situa al Sur del mismo, en las proximidades de Cabeza Sayer, un par de pequeños manchones de características similares a las descritas.

Nos queda por decir que en una muestra de travertino, de la base de la Mesa de la Parra, se ha podido aislar un fragmento de hoja que se ha clasificado (FERNANDEZ MARRON) como perteneciente a Zelkova sp., que va del Oligoceno al Cuaternario y es muy abundante durante el Mioceno-Plioceno.

4.4. CAMPOS DE CALATRAVA Y LLANURA MANCHEGA OCCIDENTAL

4.4.1. Estratigrafía y Paleontología de los Campos de Calatrava

Escasos datos eran conocidos acerca de la edad y estratigrafía de las series terciarias de los Campos de Calatrava, hasta los primeros años de esta década. Las hojas geológicas de Ciudad Real (ALVARADO, HERNANDEZ-PACHECO, F. y MADARIAGA 1931) y Piedrabuena (ALVARADO Y HERNANDEZ-PACHECO, F. 1932), y el extenso trabajo de HERNANDEZ-PACHECO F. (1932 a y b) sobre esta región volcánica del Centro de España, apenas si añadieron algo a lo ya establecido por CORTAZAR (1880) muchos años antes. Para los autores citados más arriba el terciario aflorante estaba compuesto por calizas con espesores constantes de unos 6 m y debajo de ellas arcillas, más o menos margosas, con algunas intercalaciones arenosas. La potencia probable de la secuencia terciaria miocena sería de 50 ó 60 m.

Recientemente MOLINA y PEREZ-GONZALEZ (1971, inédito), MOLINA, PEREZ-GONZÁLEZ y AGUIRRE (1972) y MOLINA (1974 y 1975), estudian las características

estratigráficas de dos pequeñas subcuencas terciarias del Campo de Calatrava al Oeste de Ciudad Real. Son las subcuencas de Corral de Calatrava y la de Alcolea de Calatrava, situada esta última al Norte de la anterior, y separadas ambas por el umbral paleozoico de la Sierra de Medias Lunas. Ambas subcuencas están abiertas hacia la gran cuenca terciaria manchega.

Distinguen, principalmente MOLINA (1974 y 1975 oo.cc.), una Unidad estratigráfica inferior constituida, según los casos, por calizas, depósitos -- volcánico-sedimentarios o margas arcillosas y arenas, con espesores visibles de hasta 38 m. La Unidad estratigráfica superior, en discordancia sobre la anterior, está compuesta de abajo a arriba por: 2 a 3 m de marga-calizas, 25 m de calizas tableadas (micritas fósilíferas), y en el área de las Higuieruelas la serie continua con un conjunto volcánico-sedimentario, con restos de vertebrados y potencia posiblemente próxima a los 20-25 m.

En Poblete, ya en la Llanura manchega, la disposición de los materiales es semejante a la descrita, de muro a techo: calizas, lapillis y volcánicas ruditas (por el tamaño dominante del material volcánico), encima, discordantemente, margas blancas, pulvulentas y calizas.

Estas capas Neógenas cuya edad iría, según los autores citados, del Vallesense al Rusciniense, fosilizan unas brechas de cuarcitas y pizarras con cemento ferruginoso de color rojo oscuro, que se apoyan en discordancia angular y erosiva sobre el paleozoico aflorante de este borde de la Meseta. Son de edad incierta, muy posiblemente terciarias (pre-Mioceno medio).

Los yacimientos paleontológicos de las Higuieruelas y de Valverde de Calatrava.

Está situado el primero de ellos en la subcuenca terciaria de Alcolea de Calatrava, muy próximo al km 224 de la carretera de Ciudad Real a Badajoz, a techo de la Unidad estratigráfica superior. Las capas se disponen en este punto en estructura sinclinal, con buzamientos que oscilan entre los 47 y 23° al Sur, en la rama del sinclinal donde se sitúa el yacimiento (Fig. IV-9).

La excavación exploratoria realizada en Septiembre de 1971, descubrió una pequeña serie de 2,32 m de potencia, compuesta por 17 niveles estratigráficos de detríticos volcánicos con matriz marga-arenosa y cemento carbonático.

Los detríticos volcánicos tenían de tamaños frecuentes de eje mayor, para los más finos, entre 0,5 a 1 cm y de 4 a 5 cm para los más gruesos. Numerosas bombas volcánicas de hasta 27 cm de longitud se encontraron diseminados en el sedimento. Nodulizaciones y concentraciones zonales de carbonatos se reconocieron en casi todos los niveles.

Las primeras determinaciones de los restos fósiles de las Higuieruelas (AGUIRRE, 1971, MOLINA et al 1972, o.c., AGUIRRE, MOLINA, PEREZ-GONZALEZ y ZAZO 1972, ALBERDI 1974 p.100), han dado una asociación faunística compuesta por:

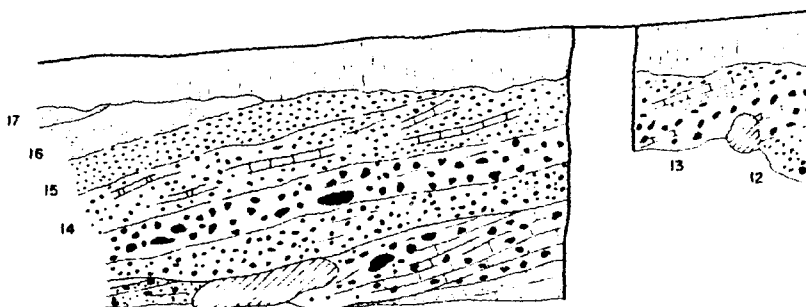
MAMIFEROS

Anancus arvernensis CROIZET et JOBERT (cinco defensas, dos medias pelvis, dos fémures, tres tibias, un húmero, un cráneo incompleto, vertebras, cos

E.N.E.

A
+

B
+



A I
[]

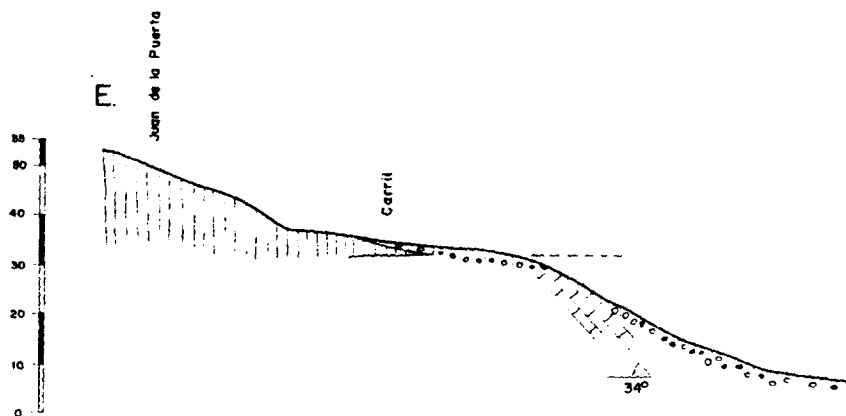
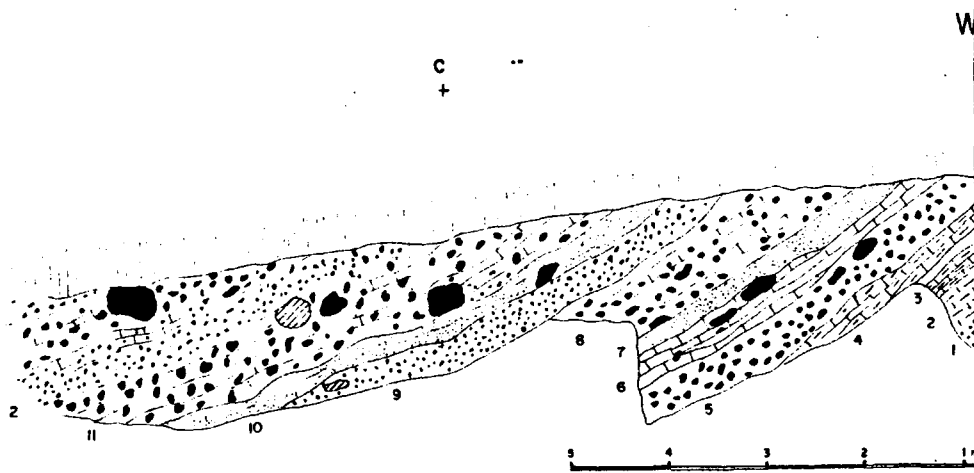
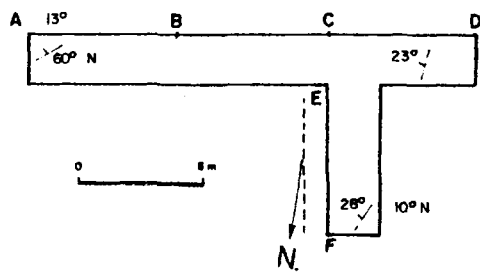


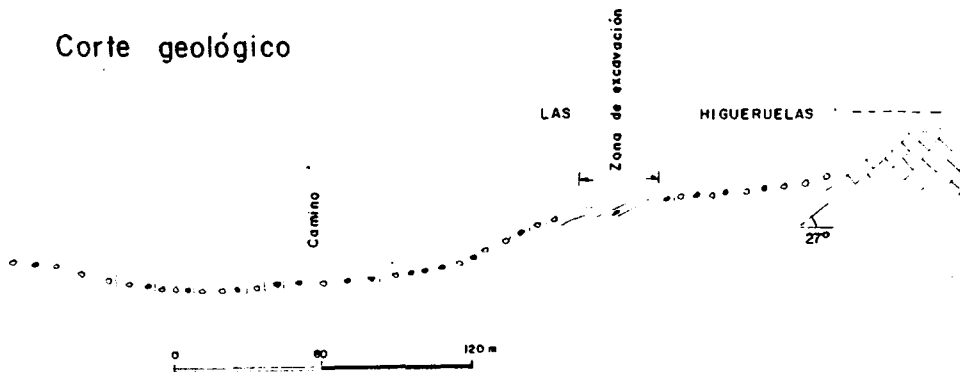
Fig.-IV-9.Estratigrafía y perfiles geológicos del yacimiento paleor



Cuarteles excavados (1971)



Corte geológico



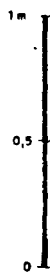
S.W

D
+

1,5 m

0,90

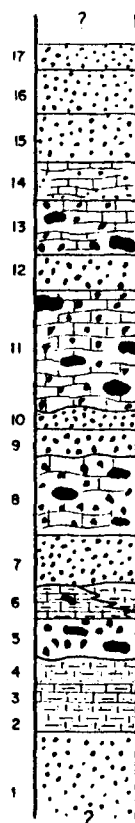
0



W

Arroyo de Guadalupe

620 - 630 m



L E Y E N D A

CUATERNARIO

Coluviones y suelos
(Cantos calizos y volcánicos)Fósiles
(vertebrados)

Calcedo básico

O



Calizas / Carbonatos

E



Calizas margosas

U



Margas

J



Arenas

K

Tóbas volcánicas
y aglomerados

tilas, huesos de la mano y el pié y fragmentos menores de huesos grandes)

Perisodáctilos.

EQUIDAE

Hipparion rocinantis E. HERNANDEZ-PACHECO (dos muelas inferiores, axis y otras vértebras, costilla, fragmentos de algunos huesos de extremidades).

Artiodáctilos.

CERVIDAE

Género indeterminado (dos fragmentos de cuerna), MOLINA (1974 y 1975 , oo.cc.) añade de "talla medianamente grande" y que los restos son de Cervus sp.

BOVIDAE

Gazella sp. cf. Brevicornis WAGNER (un núcleo oseo de asta, un fragmento de cañón, varias falanges, un fragmento de calcáneo, restos de una mandíbula destrozada).

Hay además huesos rotos de pequeños mamíferos indeterminados.

REPTILES

Quelonios (dos fragmentos de diferentes especies).

HEINTZ (1975 a), en una revisión del material de gacela de la excavación de 1971, significa que corresponden a Gazella borbónica DE PERET (aparece como Gazella sp. aff. borbónica en MOLINA 1974, o.c. pág. 236). El resto de asta es de un individuo joven femenino y "coincide perfectamente tanto por su morfología como por sus dimensiones con las astas femeninas jóvenes de G. borbónica de La Puebla de Valverde y también con las de Saint-Vallier, Pardines y Roccaneyra en Francia, y Norwich Crag en Gran Bretaña."

En la Puebla de Almoradier, la Gazella deperdita es atribuida, también por HEINTZ (1975 b), a Gazella borbónica.

La G. borbónica indica una edad rusciniense (forma del Roussillon) a Villafranquiense medio incluido (Pleistoceno inferior). La presencia del H. rocinantis excluye al Villafranquiense medio. HEINTZ (1975 a) concluye que el yacimiento de Las Higuieruelas puede situarse bien en el Rusciniense o en el Villafranquiense inferior, y muy posiblemente es contemporáneo del de la Puebla de Almoradier.

ALBERDI (1974 a, págs. 100 a 105), discute extensamente la posición estratigráfica del H. rocinantis y su parentesco con el H.r. crusafonti de Villarroya. Para ALBERDI (1974 a, 1974 b, y 1975), el H. rocinantis es la forma típica del Rusciniense, considerando también sincrónicos ambos yacimientos.

Este rejuvenecimiento del yacimiento de la Puebla de Almoradier y la edad pliocena del yacimiento de Las Higuieruelas ya fué supuesta por AGUIRRE (1971 o.c. p. 168), y recogida por los autores que después han trabajado en la zona.

• Al Este del yacimiento de las Higuieruelas y muy próximo a Valverde de Calatrava, en una cantera de arena, AGUIRRE (1971 o.c. p. 163) y AGUIRRE et al. (1972, o.c. p. 2), se recolectaron algunos moldes de la familia Unionidae y moluscos semejantes a Melanopsis y fósiles de mamíferos muy mal conservados, de los que "solo puede decirse que contienen un proboscídeo, un suído, probablemente un bóvido y un carnívoro". Estas faunas podrían ser atribuibles al Mioceno terminal o al Turoliense. MOLINA (1974 y 1975 oo.cc.) piensa que el yacimiento paleontológico de la cantera de Valverde de Calatrava, está por debajo de las calizas superiores, esto es perteneciente a la Unidad estratigráfica inferior de probable edad turoliense.

4.4.2. Estratigrafía y Paleontología de la Llanura Manchega Occidental.

Este sector que limita al Oeste con Campos de Calatrava, al Sur con Sierra Morena y al Norte con Montes de Toledo, está muy mal conocido. Los datos que poseemos son antiguos en su mayoría y casi siempre referidos a los términos más superiores de la sucesión neógena. A esta dificultad se añade que el área está compartimentada en numerosas cubetas o subcuencas, cuyos rellenos se han efectuado independientemente unas de otras.

Las subcuencas más meridionales: Argamasilla de Calatrava, Almagro y Valdepeñas - Calzada de Calatrava, presentan una estratigrafía en parte semejante. Los datos aportados por LA ROSA et al. (1928), ALVARADO et al. (1935), ALVARADO y TEMPLADO (1935), y TEMPLADO y ALVARADO (1941), autores respectivamente de las hojas geológicas de Almodovar del Campo (810), Moral de Calatrava - (811), Santa Cruz de Mudela (838), y Valdepeñas (812), demuestran que las ca-

lizas aflorantes, margosas y de aspecto terroso, alcanzan espesores entre los 3 y 11 m. Por debajo de ellas encuentran arcillas de tonos rojizos o amarillentos, con capas arenosas intercaladas. En Argamasilla de Calatrava, un sondeo + cortó 110 m de serie terciaria, ALVARADO (1932). En la cubeta de Almagro se reconocieron 84 m (S.G.O.F. 1970), de arcillas y algunas tablas de calizas margosas en la boca del sondeo. En Valdepeñas los pozos descubren en superficie capas calizas con 2 m de espesor y debajo conglomerados de cantos de cuarcita y caliza; en otros puntos los conglomerados, de cantos pequeños y medianos, contienen además pizarras y areniscas del Trias. La profundidad de los pozos antes de alcanzar las pizarras del paleozoico inferior, oscila entre los 14 y 22 m.

Los autores de la hoja de Valdepeñas distinguen dos tipos de caliza, una arcillosa con importantes procesos de descalcificación que la tiñen de rojo, y otra más compacta rica en fósiles. Los géneros clasificados corresponden a: Hydrobia, Melanopsis, Limnaea, Planorbis y Helix.

La edad de éstos depósitos han sido siempre dados como mioceno en los trabajos antes citados, a los que tenemos que añadir el de FERNANDEZ y ALVARADO (1935), autores de la Hoja a escala 1:50.000 de Almagro (785).

En la Llanura Manchega se ha considerado como sector occidental, a la región comprendida entre Villarta de San Juan - Manzanares al Este y Ciudad Real al Oeste. El sustrato sobre el cual reposan las capas terciarias, está formado por pizarras y cuarcitas paleozoicas, cuyo límite más oriental podría dibujarse como una línea que pasará por Villarta de San Juan, un punto intermedio entre Daimiel y Manzanares, para finalmente girar al SE hacia Manzanares y tomar la dirección del río Azuer.

Para la descripción que sigue de las litofacies y sus espesores hemos acudido principalmente al trabajo síntesis del S.G.O.P. (1970), y a la recopilación de sondeos de SANZ (1946); en menor medida a las hojas geológicas a escala 1:50.000 de Daimiel (760), ALVARADO y HERNANDEZ-PACHECO F. (1934); Manzanares (786), HERNANDEZ-PACHECO F. (1935), y Villarta de San Juan (738), MESEGUER (1953).

Diversos pozos y sondeos situados entre Malagón, Carrión de Calatrava y Torralba de Calatrava, han cortado en la parte superior calizas o alternancia de margas arcillosas y calizas, cuyos espesores máximos corresponden al área del Castillo de Calatrava, entre 60 y 70 m; en la parte inferior las sondas atravesaron de 40 a 60 m de arcillas yesíferas y yesos, antes de alcanzar el sustrato paleozoico.

Más hacia el Este, en un perfil entre Villarrubia de los Ojos y Bolaños de Calatrava, las facies calizas superiores son delgadas en los bordes, con intercalaciones de turbas en Villarrubia, y mucho más potentes en las zonas centrales: 78 m en los Ojos del Guadiana (HERNANDEZ-PACHECO E. 1932) y 70-80 m de alternancia de marga-arcilla y calizas en Daimiel. A muro del paquete calizo se presentan arcillas y conglomerados en el borde septentrional, margas y arcillas yesíferas en el sondeo de Daimiel y arcillas en Bolaños de Calatrava.

Otra serie de sondeos a oriente de los que acabamos de describir (perfil de Villarta de San Juan a Manzanares), ofrecen una distribución litológica, horizontal y verticalmente, semejante a la descrita más arriba.

do en el borde Norte, relleno por 225 m de conglomerados de cuarcita y pizarras, y algunos niveles de arenas finas. Estos materiales corresponderían a los tramos inferiores de la secuencia terciaria y les asignan una edad del mioceno inferior.

El yacimiento paleontológico de Villarrubia de los Ojos

En las series calizas, margosas y arcillosas, próximas a Villarrubia de los Ojos, estudiadas sedimentológicamente por GARCIA PALACIOS Y ALONSO (1975), AGUIRRE (1971 o.c. p. 164) cita, recogidos de un pozo a 15 m de profundidad, unos fósiles de vertebrados en estado fragmentario, entre ellos un metacarpiano incompleto de un proboscídeo y varios huesos del tarso de un Bovino, que sería con toda probabilidad un Leptobos. La edad de estas series superiores de la Llanura manchega occidental, atribuidas por todos los autores anteriormente citados al Mioceno ("Pontiense"), sería pliocena.

4.5. LAS SERIES ROJAS PLIOCENAS DE LA MESA DE OCAÑA.

EL YACIMIENTO DE LA PUEBLA DE ALMORADIER.

4.5.1. Antecedentes

Un cuadro síntesis válido de la posición y edad de algunas series terciarias de la Cuenca del Tajo, es el presentado recientemente por AGUIRRE, DIAZ MOLINA y PEREZ-GONZALEZ (1976, cuadro 1).

La caliza de los páramos que cierra, aparentemente, el ciclo de sedimentación miocena en buena parte de la Depresión terciaria del Tajo, está co

ronada al Sur de la Mesa de Chinchón y en la Mesa de Ocaña, por una secuencia detrítica roja. KINDELAN (1946) al realizar la hoja geológica de Taracón (607) sitúa por encima de las calizas lacustres, unos 30 m de conglomerados con escasos cantos silíceos y arenas cementadas por carbonato. Incluía entonces ambos conjuntos en el "Pontiense".

En la hoja de Ocaña (631), KINDELAN y CANTOS (1950 a), consideran -- postmiocenos los depósitos arcillo-arenosos que se apoyan sobre las calizas cavernosas del "pontiense", y distinguen por encima de ellas, unas arcillas blancas (5 m), unas areniscas y conglomerados (10 m), unas arcillas arenosas rojas (40 m) y finalmente unas areniscas y conglomerados (10 m). Su edad sería pliocena.

Esta división litoestratigráfica, al menos para los tres horizontes superiores, la extienden KINDELAN y CANTOS (1950 b, 1951) y KINDELAN (1952), al territorio que ocupan las hojas de Horcajo de Santiago (632), Lillo (659), y Corral de Almoguer (660).

ALIA, PORTERO y MARTIN ESCORZA (1973), asignan una potencia de 2 a 45 m al Plioceno de la Mesa de Ocaña. Encuentran que el contacto con la serie inferior miocena se realiza por una discordancia erosiva, llegando incluso a reposar la serie pliocena sobre la serie blanca (arcillas, margas yesíferas y calizas) situada por debajo de la caliza de los páramos y Formación detrítica basal. La columna estratigráfica pliocena está compuesta según estos autores, por unas arcillas anaranjado rojizas, a veces arenosas, en las que se intercalan en su tramo medio unas areniscas y conglomerados cuarcíticos, localmente con cantos calizos, de claro origen fluvial. Esta red fluvial pliocena tendría

"cursos de dirección submeridiana o NE, procedentes del Sur donde la red se hace más detrítica". Un cauce más importante, posible colector de los anteriores estaría situado con dirección Este-Oeste, en el actual emplazamiento del río Tajo, en este sector.

Niveles de caliche, de edad villafranquiense, con potencia máxima de 7 m fosilizan una posible superficie de erosión que disecta unas ondulaciones de los depósitos inferiores.

Las hojas geológicas modernas, 2a. serie, SAN JOSE (1975), Chinchón -- (606); ARANDILLA, FERREIRO et al., Taracón (607); ARANDILLA, HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1975), Ocaña (631); ARANDILLA, CORRAL et al. (1976), Lillo (659), y HERNANDEZ SAMANIEGO Y OLMO (1976), Horcajo de Santiago (632), parecen confirmar los datos anteriormente expuestos. Las zonas de espesores máximos, de 50 a 60 m, se localizan en las hojas de Taracón y Horcajo de Santiago. En la hoja de Lillo unos 40 m. El caliche puede llegar a alcanzar los 8 m de potencia.

4.5.2. La secuencia geológica en el corte de Villarrubia de Santiago

En la Mesa de Ocaña -en su borde septentrional y próximo al núcleo urbano de Villarrubia de Santiago, en cotas de 750 m- un corte natural en el escarpe que mira al valle del río Tajo, descubre una interesante secuencia donde los depósitos y procesos pliocenos, pueden estudiarse y relacionarse fácilmente. El perfil (Fig. IV-10) se realizó en las proximidades de la Ermita del Humilladero y de abajo a arriba se descompone en los siguientes términos:

V.S.1. Se trata de una roca carbonática compuesta fundamentalmente -

por microsparita en un 75%, el resto se halla recrystalizado en un tamaño de grano mayor, hasta 0,06 mm. Su aspecto en superficie es el de una roca "clástica" con cantos a veces rodados y tamaños frecuentes de 7-8 cm de eje mayor y - centil en tamaño bloque, englobada en una abundante matriz arcillosa.

Es en realidad una caliza masiva con planos de estratificación discontinuos o una caliza en bancos que ha sufrido una intensa karstificación, con formación de Terra rossa que rellena los huecos. La Terra rossa, en este punto, es una arcilla limo-arenosa que rompe en estructura poliédrica mediana (10 a 20 mm de lado), con restos, de aspecto nodular, de microsparita no "digerida" - en el proceso de alteración. Se observan pequeñas áreas con movimientos finos de arcilla y manchas oscuras de óxido de manganeso en las caras de los poliedros. Su color es rojo (2,5 YR 5/6). Cortezas travertínicas tapizan o tapan en ocasiones las cavidades. La potencia visible de este tramo es de 4,50 a 5 m.

V.S. 2. Una barra de caliza dismicrítica, compacta pero diaclasada, con conductos de disolución con diámetros de 2 a 3 cm. Color gris blanquecino. Espesor 0,50 a 0,55 m.

V.S. 3. Paquete de aspecto bréchico, como el tramo primero descrito, aunque aquí se marcan más nitidamente los planos de estratificación. Se trata de una caliza micrítica cremosa, con una incipiente recrystalización en algunos puntos. La Terra rossa se presenta en mucha menor cantidad y las formas de disolución están menos marcadas. Potencia de 1,50 a 2 m.

En discordancia erosiva y angular.

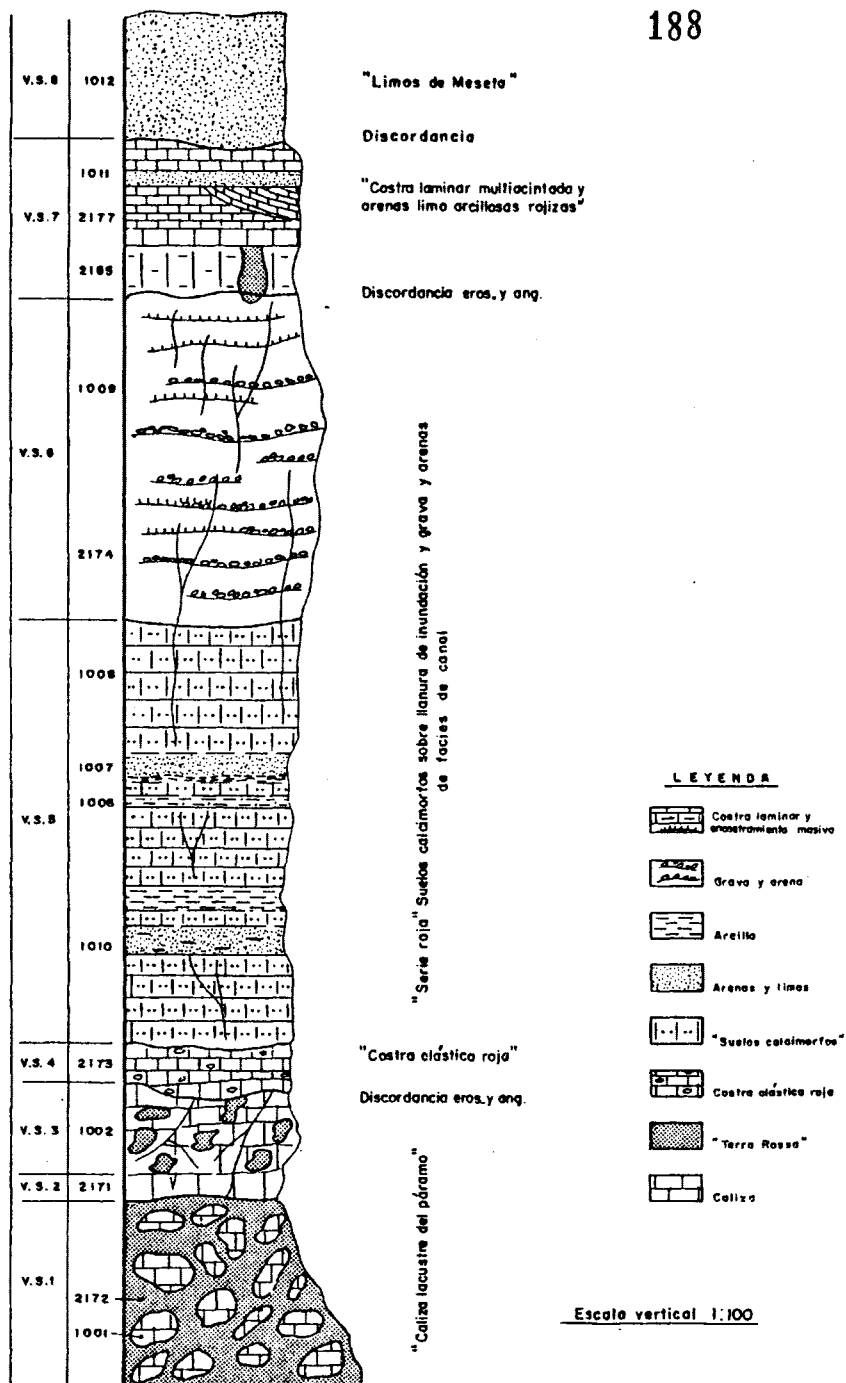


FIG. IV-10.-Columna estratigráfica de las series neógeno-cuaternarias en Villarrubia de Santiago.

V.S. 4. Una costra compacta y dura formada por lechos de 3 a 5 cms y máximo de 8 a 10 cms. Individualmente, cada placa, es una alternancia de coladas de material detrítico: calizas del páramo subredondeadas, otras veces angulosas, subesféricas o aplanadas, con eje mayor entre 0,30 - 0,40 a 1,5 - 2 cms y centil en los 6 - 7 cms, con clastos de cuarzo en tamaño medio de 0,15 mm y máximo de 0,37 mm y pisolitos con múltiples láminas de CO_3Ca , alrededor de núcleos de clastos calizos a veces corroídos y sustituidos por calcita. Estas estructuras primitivamente esféricas o subesféricas pueden presentar núcleos múltiples, formados por un material micrítico arcilloso-arenoso de aspecto moteado. La pasta que traba los clastos es micrítica arcillosa. Al microscopio se observan zonas rellenas por esparita y recristalizaciones. Cada colada se separa de la inmediatamente superior por un bandeado de unos 2 cms de espesor con estructura laminar muy fina (menor de 1 mm) o fina (1 a 2 mm), raramente mediana (2 a 5 mm). Las láminas se diferencian unas de otras por su contenido en óxidos de Fe, materia arcillosa y textura de la fracción carbonatada que generalmente es micrítica.

Durante el proceso de consolidación del sedimento posiblemente por escape de agua, se contorsionan y repliegan los bandeados de láminas, las coladas de material detrítico, e inclusive las estructuras concéntricas.

El color de la muestra de mano tiene un tono generalizado de un rojo suave (2,5 YR 6/8); existen rojos más intensos (2,5 YR 5/8), cuando la matriz es más arcillosa. Hay conjuntos de láminas con color rosado (5 YR 8/4 y 7/4). Espesor de 0,50 - 0,60 m.

V.S. 5. Este tramo está caracterizado por la presencia de horizontes

petrocálcicos, equivalentes a los suelos calcimorfos desarrollados sobre llanuras de inundación de FREYTET (1971, 1975), compactos, porosos y ricos en granos detríticos de sílice (30-35%), en tamaños medios de 0,80 mm y máximo de 3 a 4 mm. El cemento carbonático es una micrita que en parte ha recristalizado a tamaño de grano muy fino a fino. Como accesorios se han encontrado óxidos de hierro, fragmentos de roca (cuarcita), feldespatos y opacos. Los granos de sílice son angulosos o muy angulosos.

Se observan en el perfil unos ritmos caracterizados por dos términos: arenas finas a medias limo-arcillosas masivas, de color rojizo a veces con signo de marmorización (tonos verde amarillentos), o arcillas areno-limosas y los suelos calciformos a techo. El tránsito de uno a otro puede efectuarse -- gradualmente. Estos ritmos que no tiene porqué estar completos, son cíclicos y en el corte de Villarrubia se distinguen al menos tres.

En el corte los suelos calcimorfos, con colores rojizos (2,5 YR 4/8) y que normalmente dan resalte morfológico, tienen un aspecto ruiniforme característico: alveolos, acanaladuras rugosas etc. Estas cavidades y conductos pueden estar rellenos por Terra rossa (2,5 YR 4/8). Espesor de la secuencia - 8 m.

V.S. 6. Erosionando el techo del suelo calcimorfo yacente, se disponen unas facies de canal compuestas por sets de arenas medias a gruesas, con gravillas y gravas de caliza, cuarcita, cuarzo y silex, con formas subangulosas o subredondeadas, que se acumulan en la clase 20 - 40 mm. Los planos erosivos de discontinuidad entre capa y capa son planos, o ligeramente cóncavos, quedando muy a menudo entre ambas hiladas de caliza micrítica arenosa de co-

lor blanco rosado (5 YR 8/2), que se hacen más numerosas en la parte alta del paquete. La coloración es rojiza y la Terra rossa residual, rellena huecos y - fracturas. Espesor 5 a 5,50 m.

Es discordancia erosiva y angular.

V.S. 7. Encontramos un conjunto de encostramientos masivos y costras zonales complejas. La base visible está compuesta por un encostramiento masivo sin estructuras, formado prácticamente por micrita que en su mayor parte ha pasado a microspar. En otros puntos estos materiales son más ricos en detríticos silíceos con TM de hasta 2 mm. El color es pardo muy claro (10 YR 8/3), rosado (7,5 YR 8/4), o rojizo (2,5 YR 6/8, 5/8).

Estos depósitos están afectados por procesos de karstificación con - formación de Terra rossa que rellenan cavidades y roturas. La Terra rossa se acumula en bolsas de hasta 1,60 m de profundidad por 1,25 m de anchura máxima (al S.E. de Villarrubia de Santiago). Aquí la Terra rossa es una arcilla con - un porcentaje próximo al 30% de limo más arena, que no da reacción al ClH, aun que engloba restos de carbonato micrítico no "digerido". Rompe con tendencia - prismática mediana. Un movimiento de arcillas con cutanes delgados y discontinuos se reconoce, al igual que slickensides, en alguna de las caras de los prismas. Su color es rojo (10 R 4/6 y/o 10 R 4/8). La Terra rossa penetra en profundidad en los estratos infrayacentes.

Estas bolsas de Terra rossa están selladas por un encostramiento masivo y más compacto que el anterior, con espesor de 0,40 - 0,50 m. Encima una - costra o caliche complejo, serían los carapaces complejos de VAUDOUR (1975),

o los encroutements feuilletés de RUELLAN (1971). Comienza con lechos de costras endurecidas, de espesor no superior a 1 cm, que se entrecruzan. Potencia - 0,20 a 0,30 m. Continúa con baldosas multiacintadas (dalles multirubanees), 5-6 cms de espesor medio cada una, que toman un aspecto alabeado con senos de longitud métrica y crestas de hasta 10-12 cms de altura (estructuras de expansión). Este paquete de placas, con potencia de 0,20 a 0,30 m, se apoya en discordancia erosiva con la capa inferior. Erosivamente vuelve a disponerse encima lechos que se entrecruzan, próximos al centímetro de espesor, con estructura o acintamientos muy finos (menos de 1 mm), de colores alternantes claros y oscuros. Potencia 0,35 m.

Apoyándose discordantemente sobre los materiales inferiores, se sitúa una costra compacta y madura, próxima al metro de espesor y de aspecto - realmente travertinizado. La estructura laminar es gruesa (5 - 10 mm) a muy gruesa (más de 10 mm). A techo y sobre una cicatriz erosiva se localizan unas arenas muy finas a finas limo-arcillosas rojizas (5 YR 7/6) y carbonatadas, - que engloban clastos de lechos de carbonatos endurecidos, en posición muy diversa y a veces ordenados verticalmente, como si fueran cantos inyectados. Espesor máximo 0,50 m.

Finalmente, de 0,70 a 0,80 m de lechos o baldosas de carbonato endurecido, de hasta 10 cm de potencia y extensión lateral muy irregular, con estructura laminar gruesa a muy gruesa. La base de este término, está formada - por clastos de placas, arena gruesa y gravilla de cuarcita y cuarzo.

Las placas o baldosas con estructura laminar o acintada, tienen como mineral principal a la calcita en textura micrítica que en su mayor parte, por

recristalización, ha pasado a microspar. Los granos detríticos de cuarzo son muy escasos (1%), en tamaño medio de limo y con bordes subangulosos o angulosos.

En corte fresco los colores más intensos de las placas, con estructuras laminar muy gruesa, pueden ir del rosado (5 YR 8/3) al blanco rosado (7,5 YR -- 8/2).

En discordancia erosiva.

V.S. 8. Ocupando extensas áreas de la Mesa de Ocaña se reconoce, sobre las series inferiores neógenas, un depósito tardío de limos arenosos pardo amarillentos (7,5 YR 6/6) carbonatados, de origen eólico. Son los limos de Mesa. El espesor en las proximidades de Villarrubia de Santiago es del orden de los 2,50 m.

Los Cantos

Se han realizado tres tomas de muestras de cantos, en las facies de canal de las Series rojas de la Mesa de Ocaña. La más oriental (625-2167), está en la carretera de subida de Zarza de Tajo a Tarancón. Otra, con sigla 658-2183, se sitúa al Oeste de la anterior y próxima al corte de Villarrubia de Santiago que es donde se localiza la última 1653-2175.

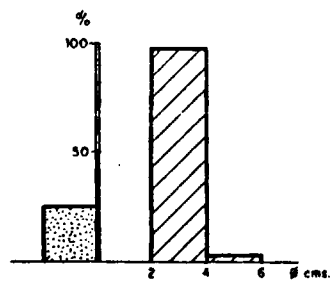
La composición litológica (Cuadros IV-7 y IV-8), es semejante en componentes: caliza, cuarcita, cuarzo y silex, pero el depósito es más maduro de Oeste a Este. La relación caliza + silex/cuarcita + cuarzo, toma valores de: 0,92, 0,51 y 0,30 en el sentido antes apuntado. El porcentaje de cantos fracturados -

MUESTRAS	2175				2183				2167			
COMP. LITOLOGICA	Ca%	C%	Q%	S%	Ca%	C%	Q%	S%	Ca%	C%	Q%	S%
	46,5	45,0	7,0	1,5	22,0	68,0	8,5	1,5	33,5	57,0	9,0	0,5
Espectro litológico Ø m.												
2-4	46,7	44,6	7,2	1,5	31,8	57,4	10,2	0,6	20,9	69,1	9,3	0,7
4-6	40,0	60,0	-	-	45,8	54,2	-	-	22,0	68,0	6,0	4,0
6-8	-	-	-	-	-	-	-	-	30,0	60,0	10,0	-
8-12	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-	-

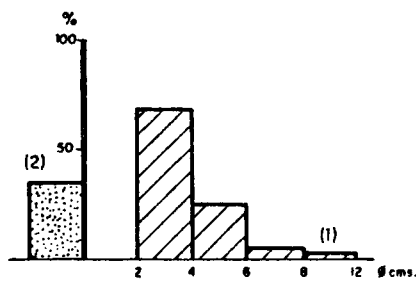
CUADRO IV-7. Composición litológica y espectro litológico por clases granulométricas.

Ca = caliza, C = cuarcita, Q = cuarzo, S = sílex.

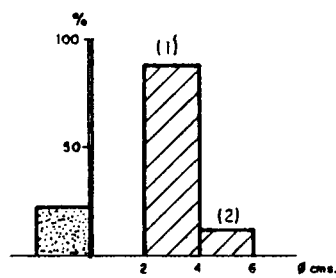
195



M - 2175



M - 2167



M - 2183

FIG. IV-11.- HISTOGRAMAS DE LOS TAMAÑOS DE CANTOS EN LAS "SERIES ROJAS" DE LA MESA DE OCAÑA

es mayor en Zarza de Tajo. La procedencia del elemento calizo es en su mayoría de la caliza lacustre del páramo.

MUESTRAS Ø cms	2175	2183	2167
	en %		
2-4	97,5	88,0	69,5
4-6	2,5	12,0	25,0
6-8	-	-	5,0
8-12	-	-	0,5
Fracturas	25,0	22,5	34,0
Md. cm	2,5	2,9	3,2
C. cm	5,2	6,6	9,0

Cuadro IV-8. Distribución de tamaños por clases granulométricas, porcentaje de fracturas, mediana y centil.

Los cantos calizos se presentan subangulosos a subredondeados, las cuarcitas subredondeadas a subangulosas, los cuarzos subredondeados y muchas veces redondeados. El sílex subanguloso o subanguloso-subredondeado.

La población de cantos es unimodal (Fig. IV-11), en las tres muestras, acumulándose en la clase 2-4 cm. Las medianas oscilan de 2,5 cm en Villarrubia a 3,2 cm, en Zarza de Tajo y los centilos, siempre en caliza, de 5,2 cm a 9,0 cm, este último también en el afloramiento de Zarza de Tajo.

La alteración sólo es aparente en los cantos calizos, donde más del 90% están corroidos o presentan una película de alteración que envuelve los

cantos. Cortezas o corazas de carbonato rodean muy a menudo al resto de los elementos litológicos de los depósitos estudiados.

Composición geoquímica.

En el Cuadro IV-9, se han ordenado de abajo a arriba 8 muestras pertenecientes al perfil de Villarrubia. Otras dos (658-2184 y 658-2182) han sido recogidas en un corte próximo, en el tramo medio de la serie, encima y abajo de unos conglomerados poligénicos.

Las calizas del páramo (1001, 653-2171 y 1002), presentan una composición en óxidos típica, altos porcentajes en CaO : 50,20, 54,35 y 53,00, y bajos o muy bajos de sílice, alúmina y magnesio.

La brecha clástica roja (653-2173), tiene una composición geoquímica parecida a las calizas neógenas basales sobre las que se apoya, en especial a la muestra 1001.

Los análisis de las Terras rossas (653-2172 y 658-2185), demuestran que ambas tienen, relativamente, altos contenidos en K₂O (2,90% y 1,40%), alúmina y Fe₂O₃. Siendo dominante la sílice (50,30% y 62,40%). Los CaO bajos, con aumento del MgO, en relación con las calizas del páramo. El resto de las muestras como el suelo calcimorfo (1008), y las margas arcillosas, recogidas en una sección próxima a Villarrubia, tienen porcentajes similares de K₂O (1,60, 2,60 , y 0,70), en relación con las arcillas de descalcificación.

La costra superior (653-2177), está más próxima en composición a las

Elementos Muestras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO en %	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Humedad	Pérdida por calcificación
653-2177	5,00	1,30	0,42	49,50	1,20	0,11	0,01	0	0,30	42,15
658-2185	62,40	18,60	6,50	1,25	0,85	1,40	0,09	0	3,55	9,70
1008	28,90	5,40	1,10	35,10	0,30	0,70	0,04	0	-	29,30
658-2182	42,10	20,10	6,40	10,35	1,30	2,60	0,16	0	4,85	17,30
658-2184	40,55	9,00	2,95	23,50	0,30	1,60	0,06	0	1,85	22,45
653-2173	6,75	3,50	1,70	48,20	0,55	0,39	0,01	0	1,10	38,90
653-2172	50,30	16,0	5,75	8,20	1,25	2,90	0,11	0	4,55	14,85
1002	2,80	1,80	0,60	53,00	0,20	0,09	0,02	0	-	41,90
653-2171	0,60	0,25	0,30	54,35	0,65	0,04	0,01	0	0,10	43,05
1001	6,10	3,10	1,20	50,20	0,40	0,32	0,04	0	-	39,30

CUADRO IV-9. Composición y óxidos de diversas muestras del perfil de Villarrubia de Santiago.

calizas lacustres basales, alto contenido en CaO (49,50) y bajo en SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ y K₂O. La relación CaO/MgO es igual a 41,2 lo que convierte a la roca en una caliza magnesiánica.

Composición mineralógica.

Del perfil de Villarrubia de Santiago se han estudiado los minerales pesados y ligeros de 13 muestras (Fig. IV-12). Otras dos, han sido recogidas en las secuencias fluviales de las Series rojas en Zarza de Tajo (2168) y en Tajo nera (2181), al Sur de Villatobas.

El porcentaje en peso de la fracción pesada, es casi inapreciable en la costra laminar multiacinada, considerable en la costra clástica roja (5,2%) y en los limos de Meseta (3,8%). Por debajo del 1%, o ligeramente superior, en las series rojas, en las calizas lacustres del páramo y en las Terras rossas.

La asociación dominante de minerales pesados en las calizas lacustres es la compuesta por turmalina - circón, acompañada por la estauroлита y rutilo. En una muestra la asociación está formada por, circón - turmalina - estauroлита acompañada por el rutilo. La muestra 1002, presenta un porcentaje apreciable de andalucita (6%), epidota (5%) y broquita (5%).

La relación opacos de alteración a opacos naturales tiene valores muy típicos y oscilantes (0,2 1,5 y 10,4), si los comparamos con los resultados obtenidos en otras muestras.

Las formas de los granos, en las especies minerales más representativas,

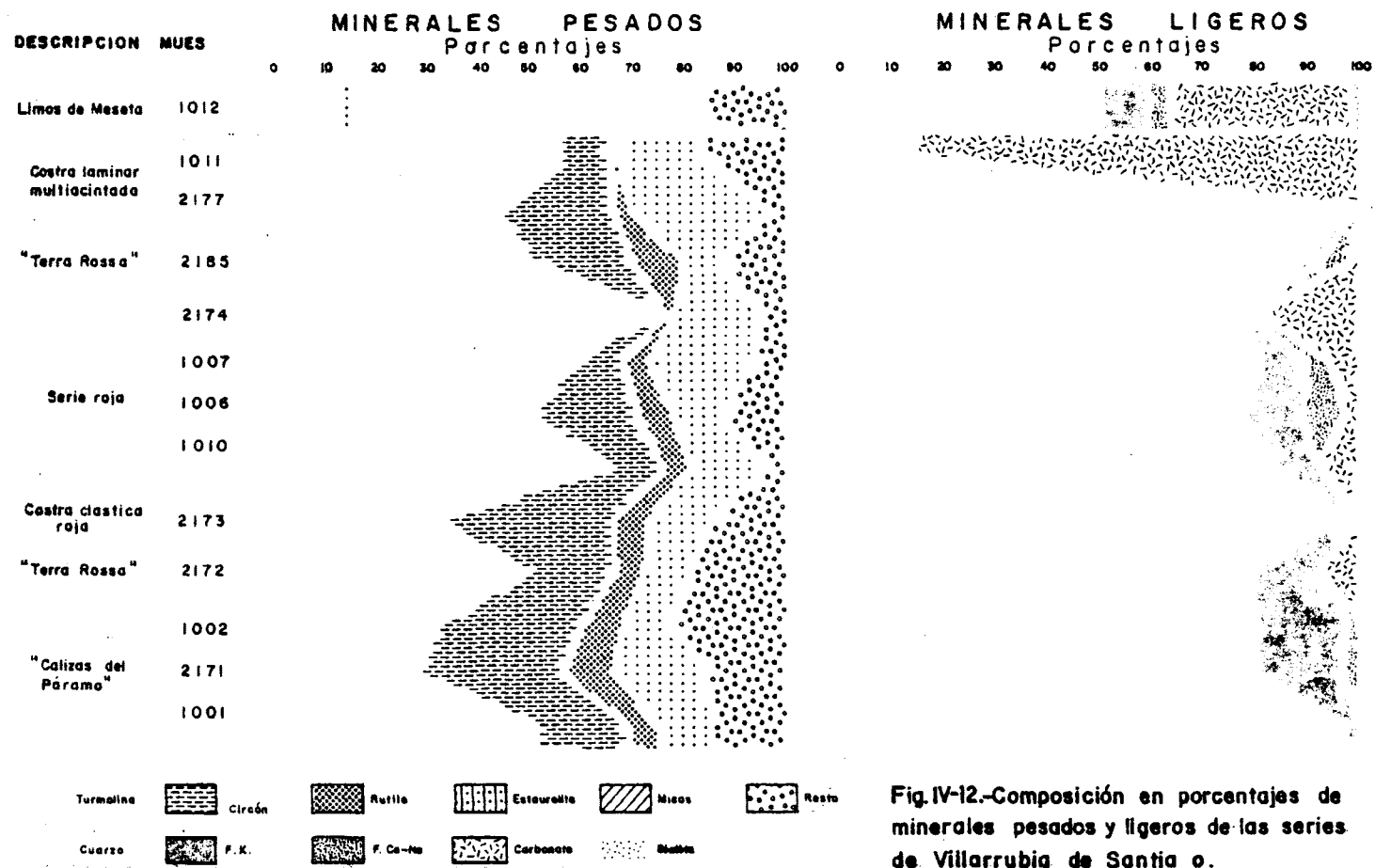


Fig. IV-12.-Composición en porcentajes de minerales pesados y ligeros de las series de Villarrubia de Santia o.

es de tendencia, por lo general, subredondeada y en los circones dominan los - ovoideos, pero no los euhedrales.

En los minerales ligeros el cuarzo es mayoritario con textura angulosa. Dentro de los feldespatos, se observan porcentajes apreciables (15 y 17%) de feldespatos potásicos en dos muestras, estando los calco-sódicos debilmente representados o ausentes. La forma más frecuente de grano en los feldespatos - potásicos es la angulosa, seguida de la subredondeada.

. La asociación de minerales pesados en la costra clástica roja está -- compuesta por circón (36%)--turmalina (30%), acompañada por la estaurolita y por los minerales secundarios rutilo (7%), granate (6%) y epidota (5%).

La relación entre opacos de alteración y opacos naturales da un valor bajo, 1.5. Las turmalinas tienen formas redondeadas - subredondeadas y en menor proporción angulosas, los circones tienen formas rotas y ovoideas, principalmente.

En los minerales ligeros el cuarzo (87%) es la especie mineral dominante. Los feldespatos apenas si están representados, porcentajes del 1 al 2%. La forma de grano en el cuarzo es generalmente la angulosa.

. Dentro de la fracción pesada domina la turmalina (50 a 80%), en las - series rojas, formando parte de la asociación la anhidrita (31%) en la muestra 2181, la estaurolita (20%) en la muestra 1007, o el circón (21%) en la muestra 1006. Como minerales acompañantes encontramos casi siempre en primer lugar a - la estaurolita (9 a 16%), seguida por el circón (2 a 11%) y el rutilo (2 a 7%),

al menos en la columna de Villarrubia de Santiago.

La relación de opacos de alteración a opacos naturales oscila entre - 1,05 y 4,3. Existe un valor anómalo de 17,6 en la muestra 2181. Entre los opacos naturales el más abundante es la ilmenita y entre los de alteración el leucoxeno.

Las formas de las especies minerales son angulosas en las estaurolitas, subredondeadas y angulosas en las turmalinas que pertenecen a la variedad parda amarillenta y pardo verdosa oscura, lo que parece indicar que su origen primario fué de áreas pizarrosas (PEREZ MATEOS 1965 p. 209). En las circones predominan las formas rotas y ovoideas, siendo muy escasos los euhedrales.

En la fracción ligera el cuarzo (78 a 85%) es el mineral dominante, a veces acompañado por carbonatos (21%, muestra 2174). Los feldespatos están siempre en porcentajes muy bajos, no sobrepasando el 11% para los potásicos y el 8% para los calco-sódicos.

La alteración química de los feldespatos es notable, siendo la morfocopia del grano angulosa, seguida de la subangulosa, lo mismo que el cuarzo.

En la costra laminar multiacintada, la turmalina es el mineral mayoritario, del 44 al 55%, seguida por la estaurólita, 17 al 26% y el circón, 11 al 22%. Los rutilos apenas si están representados.

La fracción ligera está constituida por cuarzo (98%), en las placas de carbonato, y por carbonato (86%) acompañado por cuarzo (14%), en las arenas

limoso-arcillosas intercaladas.

En ambas fracciones la forma de los granos es la angulosa, siendo muy minoritarios los granos redondeados.

Las Terras rossas tienen una composición mineralógica semejante, siendo la turmalina (4-50%) la especie mineral dominante, seguida por el circón -- (17-20%), estauroлита (7-9%) y rutilo (6-10%).

En los minerales ligeros el cuarzo (79-89%) es claramente mayoritario porcentualmente. Los feldespatos y los carbonatos, en proporciones muy bajas, forman el resto de la asociación.

Finalmente los limos de Meseta presentan una asociación de minerales pesados compuestos por micas (70%) y en mucha menor proporción turmalina (10%). En los minerales ligeros la asociación es cuarzo (50%), carbonato (35%). La textura del grano en ambas fracciones es primeramente la angulosa.

Un rápido análisis de las asociaciones mineralógicas descritas, permite apreciar que las agrupaciones de minerales son muy constantes en todos los niveles, con predominio de los minerales resistentes: turmalina, circón, estauroлита y rutilo. Los minerales estables apenas si existen. En alguna muestra de las calizas lacustres del páramo los metamórficos tienen cierta importancia.

La relación opacos de alteración/opacos naturales no es muy elevada. En la fracción ligera domina el cuarzo y a continuación encontramos el feldespato potásico. Los carbonatos son subdominantes en dos o tres muestras del per

fil. La alteración química es por lo general acusada en los feldespatos. La microfoscopia de grano angulosa es mayoritaria sobre el resto de las formas.

La asociación mineralógica definida, en el perfil de Villarrubia, es muy semejante a la asociación de la provincia mineralógica de la Alcarria: turmalina (44%), circón (30%), y estauroлита (12%) (BENAYAS, PEREZ MATEOS y RIBA, 1960). Sólo los limos de Meseta, tienen una asociación atípica frente al resto del perfil. Los limos de Meseta derivan en parte de los materiales en que se apoyan y de las terrazas y fondos aluviales del río Tago y Jarama, preferentemente de este último.

4.5.3. El yacimiento paleontológico de la Puebla de Almoradier

Los restos fósiles de este yacimiento aparecieron en el mismo pueblo - de La Puebla de Almoradier, en un pozo a 13 m de profundidad (HERNANDEZ-PACHECO E. 1914, 1921 a y 1921 b), encima de una marga yesífera (Algez) de unos 8 m de espesor que tenía a su techo 8 m de arcilla plástica y 2 m de arcilla margosa, - ya en la parte alta del pozo (HERNANDEZ PACHECO, 1921 b, p. 20 Fig. 2).

Esta secuencia representa el techo de una potente serie continental de arcillas, yesos, calizas, etc. de al menos 312 m en este punto (según datos recogidos en el perfil hidrogeológico VII, S.G.O.P. 1970). Para HERNANDEZ-PACHECO (1914), estas facies pasan lateralmente a arenas con estratificación cruzada y gravas. En la carretera de Quintanar de la Orden a Villanueva de Alcaudete, localiza margas y "calizas de los páramos" de aspecto tobáceo que cerrarían la serie local conocida.

Clasifica los restos encontrados como:

Hipparion gracile KAUP, subesp. rocinantis Hern-Pach.

Hyaena eximia ROTH ET WAG.

Gazella deperdita GERV.

además de fragmentos de huesos correspondientes a aves indeterminables, y huevos, cascarones aplastados, también de aves. En la primera de sus notas no hace referencia a la H. eximia y si a un suído sin determinar. La edad sería -- "pontienne".

CRUSAFONT Y TRUYOLS (1954 y 1956) y PIRLOT (1956), elevan a la subespecie rocinantis, al rango de especie. HEINTZ (1975) estudia los restos de Gazella y los determina como G. borbónica DEPERET.

La edad de este yacimiento sería para ALBERDI (1974 a, b y 1975), en base al H. rocinantis, Rusciniense. Para HEINTZ (o.c.), también sería Plioceno inferior, aunque no descarta una edad villafranchense inferior. Este yacimiento, como se ha dicho en otra parte, es muy posiblemente contemporáneo con el de las Higuieruelas.

4.6. EDAD Y CORRELACIONES

4.6.1. Llanura manchega

Los autores antiguos siempre consideraron como del tramo superior a -

las tablas calizas terciarias aflorantes de la Llanura manchega. El descubrimiento de la fauna de la Puebla de Almoradier (HERNANDEZ-PACHECO, E. o.c.), - marcaron con una edad inequívocamente "pontiense" a las calizas manchegas. ROYO GOMEZ (1920 y 1922) equipara las calizas de Daimiel, con Viviparus, Hydrobia, Limnaea, etc, que forman parte de la región de la llanura, con el horizonte calizo de los páramos de las mesetas. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1928), sigue datando a los materiales margo-yesíferos, a las calizas tobáceas y a las capas de arcillas rojas y amarillentas con cantos y arenas, como del Mioceno superior. En 1932, "Síntesis Fisiográfica y Geología de España", p. 548 y 549, considera ya el relleno terciario de la cuenca de edad neógena y los cantos, sobre todo los de los niveles más altos, como pertenecientes a redes fluviales pliocenas. JESSEN (1930), piensa que las capas calizas superiores pertenecen al Plioceno.

En los años sucesivos los autores de la primera serie de las hojas geológicas a E. 1:50.000 (La Gineta, La Roda, Minaya, Villarrobledo, etc.) -- realizadas entre 1932 y 1954, o los trabajos ya citados anteriormente de PLAN CHUELO y de HERNANDEZ-PACHECO F. y RODRIGUEZ MELLADO, siguen denodadamente las ideas de HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932): las arenas y cantos son de edad pliocena y las calizas de edad "pontiense", independientemente de la posición morfoestratigráfica que ocupen. Quedaba entonces reducido el problema cronoestratigráfico de la Llanura manchega, a un simple reconocimiento de facies.

También para ALMELA y DUPUY DE LOME (1954), las calizas y margas de Ossa de Montiel son "Pontienses".

Más modernamente HERNANDEZ URROZ y PEREZ-GONZALEZ (datos de 1974, Ho

jas geológicas a E. 1:50.000 de Minaya y Villarrobledo) asignan una edad mioce no superior terminal-plioceno inferior a los materiales continentales más altos de la Depresión del Guadiana - cuenca media del Júcar, incluyendo en ellos a los conglomerados y brechas calizas que rodean los relieves mesozoicos en el área de Villarrobledo, y que HERNANDEZ-PACHECO y RODRIGUEZ MELLADO (o.c.), por la facies, les habían dado una edad oligocena.

El hallazgo de un molar de Mimomys stehlini (com. pers. de N. LOPEZ MARTINEZ), a techo de la unidad de las Calizas del río Júcar, en el corte de La Marmota, nos permitió (PEREZ-GONZALEZ, 1979), enfrentar en el tiempo a las Areniscas y Arcillas rojas con las Calizas y Margas de Minaya.

Este enlace de los términos superiores, que es evidente en campo, y que ha quedado suficientemente demostrado en el apartado 4.1.4., necesita sin embargo de mayores precisiones, a la hora de hacerlo extensivo para toda la columna estratigráfica depositada en la Llanura manchega. Los diferentes supuestos serán discutidos más tarde una vez expuestos todos los datos.

4.6.2. Campos de Calatrava y Llanura manchega occidental

El yacimiento de vertebrados de las Higuieruelas en facies de rocas -- volcánicas erosionales, según la nomenclatura de FISHER (1966), y PETTIJOHN, -- POTTER Y SIEVER (1972), sitúa la Unidad estratigráfica superior de MOLINA -- (oo.cc.) en el Plioceno (Ruscinense o Villafranquiense inferior). La colada basáltica del Cerro Juan de la Puerta que fosiliza la Unidad estratigráfica superior y una superficie de erosión construida sobre dichos materiales, tiene una edad revisable por K/A de $4.7 \pm 0,7$ m.a. (VAN COUVERING Y DRAKE, en AGUIRRE, --

DIAZ MOLINA y PEREZ-GONZALEZ 1976, p.16).

En Valverde de Calatrava, las calizas aflorantes que pertenecen a la Unidad estratigráfica inferior, de posible edad turolense, están al techo de una secuencia de más de 60 m de areniscas, margas y arcillas con cantos de -- cuarcita (ALVARADO 1932).

Estas unidades estratigráficas de las subcuencas terciarias del Campo de Calatrava y las relaciones geométricas establecidas entre ellas, son difícilmente identificables en la Llanura manchega y cubetas periféricas. solamente las calizas superiores, las situadas estratigráficamente más altas, podrían ser correlacionables. Su posible edad pliocena está atestiguada en Villarrubia de los Ojos (AGUIRRE, o.c.). Un sondeo en Torralba de Calatrava (ALVAREZ, CHAIN, GUTIERREZ ESCUDERO Y RODRIGUEZ SIMON, 1976), cortó varios niveles de cenizas y rocas volcánico-clásticas. Uno de ellos, en los términos calizos más altos, los otros, en posiciones inferiores. Podrían equivaler a las dos fases de actividad volcánica descritas por MOLINA (oo.cc.), en la subcuenca de Alcolea de Calatrava.

4.6.3. Cuenca del Tajo

Pocos y escasamente determinativos son los yacimientos conocidos en las "series neógenas superiores" de la Meseta Sur Castellana. CORTAZAR (1875), hace referencia a restos de Hipparion gracile KAUP en el Cerro de la Cruz de -- Almenara. De Valdelaguna, según PRADO (1864), GERVAIS (1852), clasifica un -- Hipparion acompañado por restos de Mastodon. Procedente de Chiloeches, Tajo de la Peñalva, ROYO GOMEZ (1931), estudia una fauna miocena traída por BARGALLO ,

con mastodon sp. H. gracile KAUP y Rhinocerus sp. El yacimiento de los Canalizos, en Cendejas de la Torre, quizás el más conocido de la Meseta, no aporta - tampoco grandes precisiones cronoestratigráficas. ALBERDI (1974 a y b), teniendo en cuenta el tipo de Hipparion, sitúa, con mucha duda, dado la pobreza del material con que ha trabajado, en el Vallesiense, Turolense o en el Vallesiense-Turolense, según los casos, a estos yacimientos.

Mayor interés tiene el yacimiento de Los Almendros (DÍAZ MOLINA 1978, y DÍAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ, 1980), en la carretera de Almendros a Puebla - de Almenara, donde ya SANCHEZ SORIA (1973) citó:

Ruscinomys schaubi, VILL. y CRUS.

Parapodemus adroveri, CRUS

Anthracomys majori

Talpids indet.

Glíridos indet.

Galerix indet.

pertenecientes a la zona MN 12 (Turolense medio). La lista faunística de DÍAZ MOLINA (o.c.) y de DÍAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (o.c.) es más escasa y quizás no proviene del mismo punto, ha dado:

Occitanomys cf. adroveri THALER

Stephanomys cf. ramblensis VANDER WEERD

que corresponden a la zona MN 13 (Turolense superior).

El yacimiento de la Puebla de Almoradier, es, pues, el más moderno de los conocidos. Sin embargo no está clara su posición estratigráfica, con los datos regionales que en la actualidad poseemos. Las series fluviales rojas que erosionan las Calizas lacustres del Páramo, que son en la Mesa de Ocaña, al menos, conforme hemos visto anteriormente, Vallesienses o Turolenses, a expensas de precisar más exactamente la edad del yacimiento de la Fuente de la Hontanilla (Tarancón), ya mencionado por ROYO GOMEZ (1922, 1925), pueden pasar, hacia el Sur, a ambientes lacustres y de playa lakes. Unos rápidos itinerarios realizados por la región, nos han confirmado una mayor variedad faunal al Sur de la Mesa de Ocaña, donde las calizas y las margas aparecen, con seguridad, cubriendo el yacimiento de la Puebla de Almoradier. Si el yacimiento de la Hontanilla es de edad pliocena, tal como sugieren DIAZ MOLINA y NIEVEZ LOPEZ (o.c.), por la presencia de un molar de Insectívoro (es un Desmaninae, sub-familia que aparece en el Plioceno, identificado por CROCHET), las series rojas de la Mesa de Ocaña y sus equivalentes laterales, inequívocamente, se nos sitúan en un Plioceno alto. Las correlaciones entonces con el valle del Júcar y la Llanura Manchega se hacen más fluidas y evidentes, tal como expondremos en el apartado de "síntesis y correlaciones".

4.6.4. Cuenca del Júcar y Cabriel

En las cuencas del Júcar y del Cabriel los datos faunísticos eran hasta hace poco escasos y a veces muy mal perfilados. JIMENEZ CISNEROS (1914 p. 104), relata como D. Pascual Serrano le enseñó un molar de un gran hervívoro, muy desgastado, que procedía de una cantera del pueblo de Valdeganga. Mayor interés tiene el hallazgo de Leuciscus pachecoi ROYO en el nivel 3 (basal?) del corte de Jorquera, DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA (1932 y 1933), acom

pañado por diferentes especies de moluscos, todo clasificado por ROYO GOMEZ. Es te mismo autor (1927), en el yacimiento de vertebrados de los Canalizos, Cendejas de la Torre (Guadalajara), cita que "en la misma caliza de los mamíferos - han aparecido algunas escamas y vertebras que, por su tamaño y forma, parecen - pertenecer a esta especie", se refiere a L. pachecoi.

GOLPE (1972), en ALBERDI (1974), lo incluye en el Turolense, pero ALBERDI (o.c.) encuentra que los ejemplares de Hipparion son más primitivos y además no son seguras las otras identificaciones, prefiere, pues, asignar una edad - turolense, con duda, al yacimiento. A pesar de que la distribución estratigráfica de L. pachecoi no es conocida y la posición en el tiempo del yacimiento de los Canalizos es discutible (ver ACUIRRE et al. 1976 p. 13), la presencia de L. pachecoi en el corte de Jorquera (Unidad Calizas del río Júcar), pudo aportar - en su momento interesantes criterios cronológicos y de correlación.

En la Memoria de la hoja de Madrigueras (DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA - o.c.) se hace referencia también a un "fragmento de hueso de un pequeño mamífero" (p. 25 y 26), en el km 2 de la carretera de Abengibre a Golosalvo, acompañado de abundante fauna malacológica. Encima se sitúan, conglomerados, arcillas y niveles de caliza con Coretus, Planorbis e Hydrobia. Los tramos calcáreos inferiores serían "Pontienses" y los detríticos superiores Pliocenos. BRINKMAN y GALLWITZ (1933), consideran "Pontienses" a unas calizas movidas con fauna de -- gasterópodos, clasificados por WENZ, en Fuentealbilla, al Este de Albacete. -- SAENZ GARCIA (1935, 1943, y 1944) en sus breves notas, reconoce y sitúa estratigráficamente alguno de estos materiales y pretende establecer correlaciones, - por semejanzas litológicas, entre la cuenca del Cabriel y el Júcar.

Años después BIROT y SOLE SABARIS (1957), al referirse a la cuenca terciaria de Albacete-Utiel, dicen que por encima de las pudingas inferiores de Co-frentes, la serie continental discordante alcanza los 400 m. La dividen de abajo a arriba, en el valle del río Cabriel, en tres términos: capas inferiores --margo--yesíferas, capas alternantes de margas y calizas, y a techo, entre La Roda y Minglanilla, gravillas y gravas silíceas más o menos rojizas. En principio --asimilaron los dos primeros términos al "Sarmatiense" y al "Pontiense". JODOT --que estudió las colectas de moluscos realizadas, consideró pliocenos esos dos --primeros términos, luego las gravas silíceas superiores, serían Villafranquien-ses. JODOT (1957 y 1958) determina la fauna malacológica de diversos afloramien-tos en la Cuenca del Cabriel (Las Casas de Carcer, km 34 de la carretera de Al-borea a Isidros, etc) y en la Cuenca del Júcar (Alcalá de Júcar y Los Yesares --de Valdeganga). Para él la secuencia aflorante iría desde el Plioceno inferior-terminal a la parte más alta del Plioceno superior.

En la misma época REVILLA y QUINTERO (1958) y REVILLA (1958 a, b) pu-blican sendos trabajos acerca de varios yacimientos de moluscos en ambas cuen-cas, a los que asignan una edad "Tortoniense-Sarmatiense" a "Pontiense", confor-me a las ideas ya expresadas por BRINKMANN y GALLWITZ (o.c), que hacen suyas en parte a este respecto, los autores de las hojas a escala 1:50.000 de: Carcelen (767), DUPUY DE LOME y TRIGUEROS (1957); Casas Ibañez (744), DUPUY DE LOME y --TRIGUEROS (1959); Venta del moro (719), DUPUY DE LOME (1959); JALANCE (745), DU-PUY DE LOME y MARIN DE LA BARCENA (1960 a); Utiel (693), DUPUY DE LOME y MARIN DE LA BARCENA (1960, b). Fijan, para esta zona, el comienzo de la sedimentación --"lacustre" después del final del Helveciense y dividen a las series aflorantes, en una facies arcillosa inferior muy potente, en la cuenca del Cabriel, de edad "tortoniense-sarmatiense" y encima un Pontiense-Plioceno inferior compuesto, al

menos, por 100 m de calizas y margas lacustres fosilíferas en el Júcar, con su equivalente lateral más reducido en el Cabriel, y finalmente una serie de areniscas silíceas y conglomerados poco consolidados del Plioceno superior.

Más modernamente QUESADA et al. (1967), realizan un interesante trabajo en el área de Carcelen, considerando que los depósitos continentales representados irían del Mioceno medio al Plioceno. Poco tiempo después ROBLES (1970) y ROBLES et al. (1974), estudian los depósitos neógenos en la cuenca del Cabriel y la del Júcar. Definen una única formación en la primera, que llaman Venta del Moro-Villatoya, con tres miembros. El inferior es el Miembro de Fuente Podrida, de naturaleza margo-yesífera en la base y calizas con margas y arcillas oscuras en el techo, espesor de unos 40 m. Encima el Miembro Los Isidros con 300 m de espesor de facies detríticas de origen fluvial. Todo se dispone en ritmos que comienzan con conglomerados o microconglomerados y acaban con arcillas o calizas. El Miembro Mirador formado por calizas lacustres es común a ambas cuencas. Este esquema litoestratigráfico es algo más complicado para RIBA, VILLENA y REGUANT autores del Terciario de las hojas a escala 1:50.000, 2a. serie, de Requena (720), Utiel (693) y Venta del Moro (719). Fraccionan el Neógeno de la región en un gran número de formaciones y consecuentemente de miembros. ROBLES (1974 o.c. p.p. 111 a 115), discute y plantea el porqué de una sola formación. Encuentra que las formaciones y miembros definidos por esos autores, tienen escasa entidad real, al no poder precisar sobre todo sus límites.

Las Hojas geológicas recientemente realizadas, en este sector, y todavía en prensa—Campillo de Altobuey (692), BASCONES, MARTIN HERRERO et al. (1976 a); Iniesta (718), BASCONES, MARTIN HERRERO et al. (1976 b); Jalance (745) LENDINEZ y TENA-DAVILA (1976); Madrigueras (743) BASCONES et al. (1976 c); Ayo-

ra (768), RUIZ, NÚÑEZ Y COLONDRON (1976); Casas Ibañez (744), BASCONES, LENDI NEZ et al. (1976 d); Valdeganga BASCONES et al. (1977)- siguen bastante fielmente la distribución de unidades litoestratigráficas propuestas por ROBLES . En síntesis viene a decir que por encima de los niveles continentales con Vidaliella gerundensis VIDAL, del Paleoceno-Eoceno, se encuentran calizas micríticas y dismicríticas de medio lagunar, con gasterópodos, ostrácodos, algas y caráceas citan, según GUTIERREZ y ROBLES, Rantzienella nitida GRAMBAST (Chattiense-Aquitaniense), e Hydrobia grupo Sandberger DESM (Oligoceno-Aquitaniense). En otros puntos con conglomerados o brechas poligénicas con bloques de calizas hasta de 1 m de eje mayor. En la Hoja de Jalance, existen en Castil - Blanques, unos depósitos, 35 a 40 m, en facies carbonatadas detríticas en régimen marino-lacustre, asimilables a esa edad.

En la Cuenca del Júcar la unidad más antigua, es la llamada Unidad detrítica río Júcar, está formada por brechas calcáreas y dolomíticas, a veces con grandes bloques, todo caóticamente dispuesto. Un neógeno marino de posible edad helveciense, compuesto por conglomerados calcáreos, calizas y biocalcarenitas, aflora en la Hoja de Valdeganga y en la de Chinchilla de Monte Aragón, situada al Sur de la anterior.

El yacimiento del Balneario de Fuente Podrida, con micromamíferos, situado en la base de la Formación Venta del Moro - Villatoya es referido al Arquillo, Turoliense superior, en la Hoja de Ayora (RUIZ et al., o.c.). El miembro superior, Los Isidros, contiene en su techo, el yacimiento de Venta del Moro, de edad mioceno terminal, y del que hablaremos más adelante.

Corona a esta unidad las calizas y margas con gasterópodos de el Miemo

bro Mirador, común a ambas cuencas y con espesores que oscilan de 20 a 100 m.

La Unidad detrítica superior en discondancia angular y erosiva sobre los términos inferiores, presenta en la Hoja de Iniesta (718), dos subfacies, una tránsito lateral de la otra, cartografiables. La más detrítica está compuesta por margas arcillosas rojas, areniscas y conglomerados de origen fluvial, la otra contiene margas arenosas amarillentas y calizas micríticas o travertínicas con oogonios de caráceas y gasterópodos (planobarius y cepaea). Su espesor es máximo en la Hoja de Campillo de Altobuey (692), más de 100 m, y disminuye en sentido Sur (55 m en la Hoja de Iniesta, 30 m en las Hojas de Madrigueras y Valdeganga), y SE (30-35 m en Casas Ibañez, 15 a 20 m en Ayora). Estos depósitos son considerados Pliocenos.

Queda por señalar la posición y edad que han dado los autores hasta ahora citados a la Formación Puntal Blanco. ORDÓÑEZ et al. (1975 y 1976) asimilan su Unidad Puntal Blanco a la definida por QUESADA et al. (o.c.). En los textos de las recientes hojas geológicas, la Unidad Detrítica Inferior la equiparan, por cambio lateral de facies de las Calizas del río Júcar, a la Formación Puntal Blanco.

La edad de la Formación Puntal Blanco, si nos atenemos a los datos de QUESADA et al. (o.c.), estaría en relación con la Formación Mugrón, representada en la hoja de Almansa, DUPUY DE LOME y SANCHEZ LOZANO (1955). En la Sierra del Mugrón, la citada formación reposa discordantemente sobre sedimentos de la Formación Puntal Blanco. En ROBLES et al. (o.c.) p. 130, se da una edad lanchiguense, al menos, para el techo de la Formación Mugrón.

Yacimientos paleontológicos de Venta del Moro y La Pradera

Resta referirnos brevemente a los yacimientos de Venta del Moro y la Pradera, ambos en la Cuenca del Cabriel.

El primero de ellos, AGUIRRE, ROBLES et al. (1977), ROBLES (1975), MORALES y AGUIRRE (1976), JIMENEZ (1976), es un excepcional yacimiento fosilífero, situado en la parte alta del Miembro Los Isidros a unos 50 m de su techo. El yacimiento se localiza en unas margas y arcillas lignitíferas con lignitos jóvenes. Su fauna y su flora es muy variada y con gran número de especies de invertebrados, reptiles, aves y mamíferos (insectívoros, roedores, lagomorfos, - carnívoros, proboscídeos, perisodáctilos y artiodáctilos). Ya en el primer trabajo se consideró a este yacimiento como del Mioceno terminal, representando - las faunas de Venta del Moro, un estadio de mamíferos más avanzado que el Turoliense. Recientemente ALBERDI, LOPEZ et al. (1977), proponen dentro de la línea antes apuntada, un nuevo estadio de mamíferos que llaman Ventiense por encima del Turoliense, s.s., zona NM 13 de MEIN, y por debajo del Rusciniense s.l. Hacen notar que "el Plioceno inferior marino", no correlacionado con ninguna fauna continental, puede corresponder a uno de los dos pisos: Ventiense o Rusciniense o a ambos.

En la base de la serie de Fuencaliente está ubicado el yacimiento de - La Pradera (Cuenca) con Tetralophodon longirostris KAUP y Trilophodon angustidens CUVIER (CROUZEL y VIALARD, 1968). Su edad fué atribuida al Vindoboniense o al "Pontiense" inclusive. CRUSAFONT y GOLPE (1971), en AGUIRRE, ROBLES et al (o.c.), al Vallesiense con dudas.

Estos últimos autores opinan que la Formación Venta del Moro-Villatoya reposa sobre sedimentos equivalentes a los de La Pesquera (La Pradera). ROBLES et al. (1974 p. 115), en cambio piensan que "por su posición estratigráfica - se refieren al yacimiento—en la base de la serie de Fuencaliente, puede correlacionarse con Fuente Podrida".

La secuencia de Fuencaliente compuesta por conglomerados, margas, lignitos y creta lacustre, plegada y con cerca de 300 m de espesor (MARTEL 1970), - subyace a 100 m de arcillas arenosas y conglomerados rojos, coronados por caliza lacustre según SAENZ GARCIA (1943 o.c.) y DUPUY DE LOME y MARIN DE LA BARCE-NA (1960 b).

4.6.5. Síntesis y correlaciones

Todo el cúmulo de datos de los capítulos anteriores tiene su justificación, en la necesidad de fijar con la mayor exactitud posible dos hechos principales: la edad del relleno de la Llanura manchega y sus relaciones cronológicas con otras cuencas, y el comienzo de la construcción de la depresión.

La ausencia de registros paleontológicos precisos y la poca entidad de los cortes geológicos naturales en el territorio estudiado, nos va a obligar, - a pesar de todo, a emitir diversas hipótesis.

La primera tarea a realizar es el análisis y correlación de las distintas unidades litoestratigráficas reconocidas en la región. Vamos a fijar nuestro interés en la Cuenca del Júcar, que es donde los materiales asoman con mayor espesor y además se conocen series aflorantes datadas, como ya di-

jimos al principio de este Capítulo.

El trabajo de MEIN, MOISSENET y TRUC (1978, o.c.) ha resuelto satisfactoriamente la posición cronológica de las Calizas del río Júcar, que ellos denominan Margas y Calizas arcillosas de Alcalá del Júcar, y de la unidad superior, las Margas y Calizas de Valdeganga.

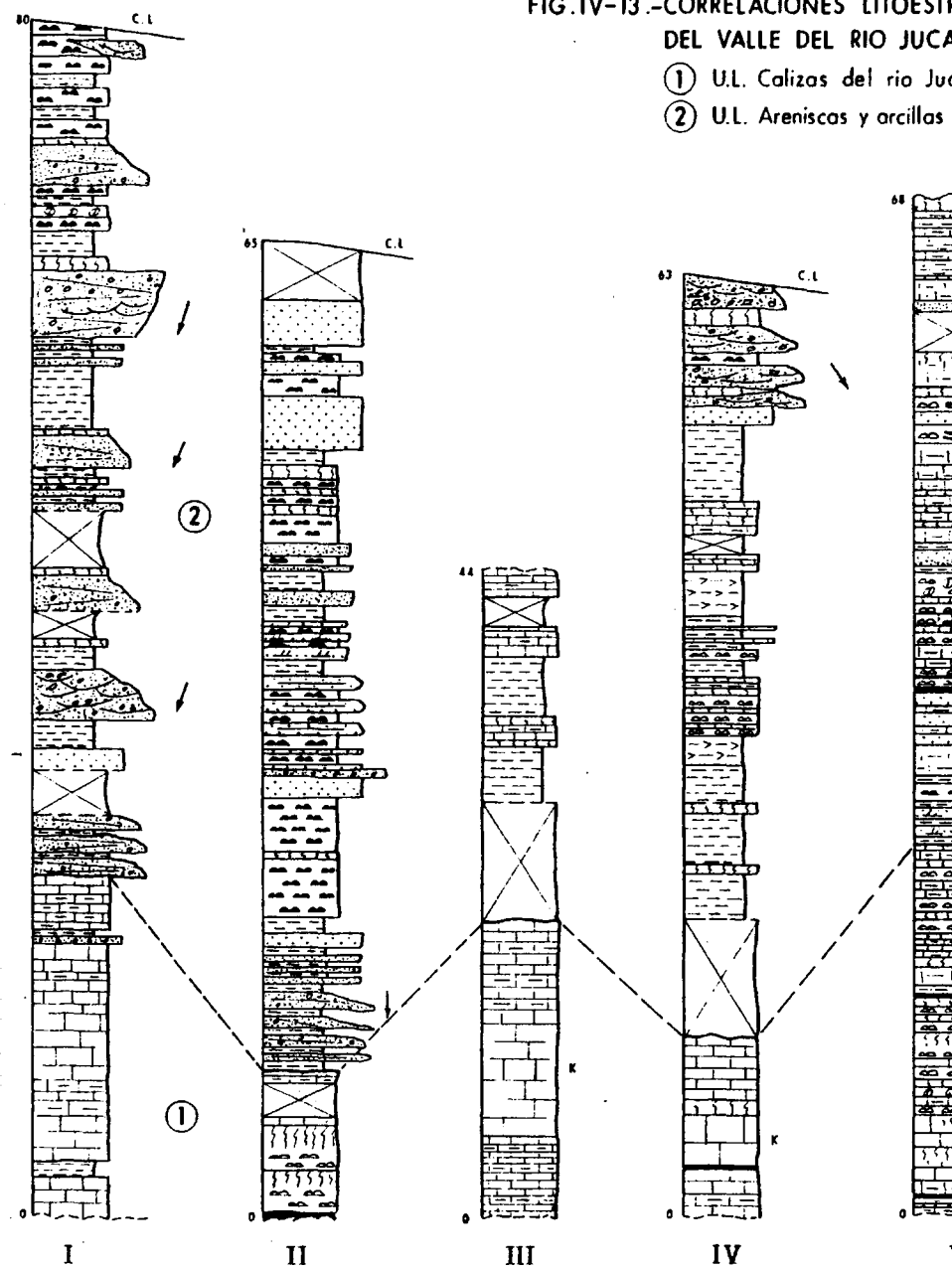
Las Calizas del río Júcar irían del Turolense al Ruscinienses (yacimientos de Tolosa, Abengibre, La Recueja y alto de Alcalá), y las Margas y Calizas de Valdeganga, se situarían en el Villafranquiense inferior (yacimientos Valdeganga I, II, III y IV). El yacimiento de Valdeganga I, se ha encontrado en un "nivel rojo" justo a techo de las Calizas del río Júcar, y ofrece unas condiciones inmejorables para ser utilizado como nivel de referencia.

Arrancando, desde los primeros afloramientos de las Calizas del río Júcar, al Sur de Villagordo de Júcar, hemos correlacionado fotogeológicamente y con trabajos de campo (fig.IV-13) las unidades descritas por MEIN et al. (o.c.) , con las que se encuentran aguas arriba. Las conclusiones obtenidas, sintetizando, son las siguientes:

- La unidad de las Calizas del río Júcar conservan a grandes rasgos sus características litológicas y deposicionales, desde Villagordo del Júcar hasta al menos Alcalá del Júcar.
- Las Areniscas y Arcillas rojas de Villagordo del Júcar, cambian lateralmente a las Margas y Calizas de Valdeganga. La zona de transición se establece, en el valle del río Júcar, en el límite de las

FIG. IV-13.-CORRELACIONES LITOESTR.
DEL VALLE DEL RIO JUCAI

- ① U.L. Calizas del rio Juca
② U.L. Areniscas y arcillas n



220

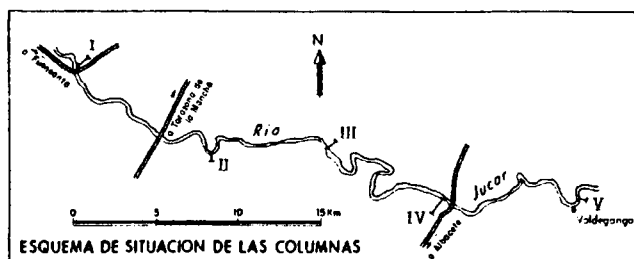
ESTRATIGRAFICAS DE LAS SERIES PLIOCENAS UCAR ENTRE FUENSANTA Y VALDEGANGA

Jucar
illas rojas de Villagordo del Jucar

LEYENDA

	Caliza, caliza arcillosa		Masiva
	Marga caliza, marga		Estratificación plana
	Horizonte perracóica (Suelo calcimorto o hipercalcimorto, costras laminares, lousas)		Estratificación cruzada de bajo ángulo, tabular
	Nódulo calizo		Estratificación cruzada de turca
	Grava		Laminación de ripples
	Arenisca		Paleocorriente
	Arena		
	Limo, arcilloso, arenoso		
	Limo carbonatado (Ploya)		
	Arcilla, limosa, arenosa		Trama cubierta, generalmente blanda
	Yeso		Trama basificada
	Lignito, marga lignitífera, cienaga		Encastromiento, costra laminar

"Nivel rojo"



Hojas de La Roda (742) y Valdeganga (743), (columna III de la Fig. IV-13).

- El Miembro de los Yesares que formaba parte de la Formación del río Júcar, está estratigráficamente colocado por encima de la unidad de las Calizas del río Júcar (columna IV de la Fig. IV-13).
- Las cartografías a E 1:50.000, de la segunda serie de los mapas geológicos, han uniformado en exceso los tramos cartografiados, su---mando a las Calizas del río Júcar, términos o tramos de las Areniscas y Arcillas rojas en aquellas zonas (al Este de la columna III), donde se producen convergencias litológicas con las Calizas del río Júcar. Así pues la Unidad Detrítica superior no tiene sentido litoestratigráfico local y por lo tanto debe abandonarse, junto con las implicaciones estructurales establecidas.
- Los Aluviones de Casa Ibañez (ROBLES 1974, p. 126), que MEIN et al. (o.c.) los identifican hasta Valdeganga, desde nuestro punto de vista, forman parte de los tramos más superiores de las Areniscas y Arcillas rojas y por lo tanto no son equivalentes con la llamada Formación Fuensanta que como se verá, en los próximos capítulos, es una alta terraza del río Júcar.

Ha quedado entonces bien probado que las Areniscas y Arcillas rojas - de Villagordo del Júcar, son de edad plioceno superior (Villafranchiense inferior), y las Calizas del río Júcar, por el yacimiento de La Marmota (AGUIRRE, et al. (1976), tienen una edad a su techo del plioceno medio.

Las equivalencias cronológicas de las Areniscas y Arcillas rojas, con las series de la Llanura manchega no ofrecen dificultad para los tramos superiores. El problema se plantea para los términos medios e inferiores, por ejemplo, de la columna estratigráfica de Minaya. Ya hemos expresado nuestra opinión, Apartado 4.2., de que se trata de una sola formación, y de que las Calizas del río Júcar no sobrepasan el meridiano de La Roda. Consecuentemente las facies carbonatadas y las facies rojas del sector central de la Llanura manchega también serían del Plioceno superior. Más hacia el Oeste el yacimiento paleontológico de Villarrubia de los Ojos, atestigua una edad pliocena para las capas calizas más altas. El enlace de estas capas con las Calizas y margas de Minaya de edad plioceno superior, como hemos dicho (litologías dominantes a techo del sondeo), es evidente. En Campos de Calatrava el yacimiento de Las Higuieruelas marca también, una datación pliocena para la Unidad estratigráfica superior de MOLINA (oo.cc.). Para HEINTZ (o.c.) este yacimiento puede situarse bien en el Ruscinense o en el Villafranquense inferior. A pesar del dato revisable de $4,7 \pm 0,7$ m.a. de la colada basáltica del Cerro Juan de la Puerta, creemos que una edad del villafranquense inferior es posible, por la posición estratigráfica del yacimiento con respecto a la series villafranquenses de la Llanura. La otra hipótesis es que la superficie de erosión que desmantela el sinclinal plioceno de Las Higuieruelas, y que está fosilizada por los basaltos del Cerro Juan de la Puerta, fuera sincrónica con la primera superficie poligénica de la Alcarria (PEREZ-GONZALEZ, 1979), que es anterior al depósito de las series rojas de Ocaña. Entonces, en este supuesto, la edad de la Unidad estratigráfica superior de Campos de Calatrava, sería la del techo de las Calizas del río Júcar.

Las series rojas de la Mesa de Ocaña se correlacionan sin ninguna dif

cultad con las Areniscas y Arcillas rojas de Villagordo del Júcar. El yacimiento de la Puebla de Almoradier sería el yacimiento tipo, por el momento, de esa unidad que, hacia el Sur, cambia a facies carbonatadas y margo-yesíferas.

La Formación Puntaf Blanco abarcaría todo el periodo de sedimentación comprendido entre el comienzo del relleno de la depresión del Júcar y el depósito de las Areniscas y Arcillas rojas, si la sedimentación es continua en el tiempo. Las Calizas del río Júcar, aflorantes y subaflorantes, son una unidad estratigráfica diferenciada por su litofacies; pasan lateralmente y en la vertical, por indentación, a facies más detríticas y de distinta génesis, que son las que BASCONES et al. (1976 y 1977 op.cit.) han llamado Unidad Detrítica Inferior y que más externamente cambian a materiales groseros de borde de cuenca.

Con toda probabilidad la Formación Venta del Moro-Villatoya, que comprende la serie detrítica del Gabriel, es sincrónica con las primeras series que rellenan el valle del río Júcar.

Las Calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya ocupan una posición cronológica difícil de precisar actualmente, el método tiene que ser indirecto. Los hechos que conocemos son:

- a) Están deformadas y se hunden solidariamente con el substrato mesozoico en la Llanura manchega.
- b) No son cortadas en profundidad por los sondeos situados próximos a sus afloramientos visibles, lo que supondría un periodo erosivo pre

vio al depósito de las series que rellenan la depresión de la Llanura.

- c) Están afectadas en su borde más meridional, por una probable fractura de dirección NE-SO.

Nosotros las habíamos enfrentado en el tiempo (PEREZ-GONZALEZ, 1979, -- o.c.), por la posición estructural que ocupan, con las Calizas del río Júcar. Esto equivale a decir que el sector central de la depresión de la Llanura manchega, se formó en el límite Rusciniense-Villafranquiense inferior, y se colmató durante el Plioceno superior.

El otro supuesto o hipótesis, está relacionado con la construcción de las Cuencas del Júcar y el Cabriel, y con la última fase de compresión que -- afectó a este borde suroriental de la Meseta. Todos los autores modernos vienen a señalar que es de edad serravaliense superior - tortoniense inferior. En el Prebético externo sucede al cierre del estrecho Nordbético (ELIZAGA, LOPEZ MARTINEZ, ROBLES, USERA y CALVO, 1978), una sedimentación continental datada faunísticamente (yacimientos Híjar I y Cenajo I), desde parte del Vallesiense - hasta el Tuoliense superior. Las Calizas travertínicas podrían ser de esa edad; la fase distensiva que sucede, abre las depresiones del Júcar, Cabriel y Llanura manchega, que se rellenan con las sucesiones estratigráficas ya comentadas. En este supuesto habría que consentir que parte de los depósitos que rellenan la Llanura, son de edad pre-villafranquiense inferior.

En el cuadro (IV-10) hemos resumido y sintetizado, en una escala cronobio-estratigráfica, los depósitos, yacimientos y sucesos más conspicuos co-

nocidos. Este cuadro, sin embargo, merece algunos comentarios. Se ha construido teniendo en cuenta la subdivisión del Terciario continental Europeo basado en mamíferos propuesta en el Symposium de München (1975), la biozonación por micromamíferos del Neógeno mediterráneo de MEIN (1975), y la Tabla 3, de la "Mesa redonda sobre Estratigrafía de Mamíferos del Oeste del Neógeno mediterráneo (1977).

Las correlaciones con los pisos marinos mediterráneos se han hecho conforme a los autores ya citados en este apartado, y teniendo en cuenta los trabajos de CRUSAFONT, REGUANT y GOLPE (1975), y AGUIRRE (1974 y 1975). La secuencia de polaridad es según NAKAGAWA (1977), y la recogida por DE LUMLEY (1976).

La cuestión del límite Plio-pleistoceno es un tema inacabado, la dispersidad de fechas es enorme; en la columna 2a. del cuadro, se han recogido algunas recopiladas por DE LUMLEY (1976), SAVELLI (1977) y BOWEN (1978). Una propuesta extrema, aunque justificada, es la de BONIFAY (1977), que pretende la reorganización del eratema Cenozoico.

La edad de las faunas del Villafraniense inferior también es controvertida; AZZAROLI (1970 y 1977) sugiere los 3,8 m.a-3,4 m.a. La edad de 3,8 m.a está referida al yacimiento de Viallette, donde recientemente BANDET, DONVILLE y MICHAUX (1978), han realizado un estudio geológico y geocronológico, con la conclusión de que "la edad de la fauna de Viallette, característica del Villafraniense antiguo, es inferior o igual a los 3,3, m.a y probablemente anterior a los 3,6 m.a".

Finalmente, el comienzo del Villafraniense medio coincidiría, para al-

gunos autores, con el límite Plio-Pleistoceno más generalmente admitido, entre 1,61 a 1,82 m.a. Para AZZAROLI (1977) la unidad faunística de Saint-Vallier, próxima a los 2,5 m.a., que tipifica al Villafranquiense medio podría, quizás, - representar la base del Pleistoceno, que en Italia corresponde a una fase erosional nombrada Acquatraversa. Sin embargo en otros trabajos (Guide Book, Meeting of the INQUA Subcommission on Mediterranean and Black Sea Shorelines. Pisa-Perugia-Tarquinia, 1975, pp. 18 a 22), la colocan en el límite del Plioceno medio - Plioceno superior, hacia los 3 millones de años, lo que la llevaría a la base del Villafranquiense inferior, posición más acorde con la opinión de BONADONNA (com. personal).

230

CAPITULO V

SUPERFICIES Y GLACIS

I N D I C E

	<u>Págs.</u>
5.1. DEPRESION DE CASTILLA LA NUEVA: LA ALCARRIA, MESA DE COLMENAR Y MESA DE OCAÑA	V-1
5.1.1. Perfil de la Cantera de Los Santos de la Humosa	V-2
5.1.2. Perfil Las Canteras	V-9
5.1.3. Recopilación y conclusiones	V-12
5.2. PLATAFORMA EXTERNA DE MONTES DE TOLEDO Y VALLE DEL TAJO	V-16
5.2.1. Superficie de Toledo. Pie de Monte superior	V-18
5.2.2. Conclusiones y correlaciones con la Depresión de Castilla la Nueva	V-28
5.2.3. La Raña. Pie de Monte inferior	V-32
5.2.4. Superficies de erosión penetrativas	V-32
5.2.5. Formas de enlace	V-36
5.3. LLANURA MANCHEGA	V-37
5.3.1. Glacis del borde externo de la Plataforma morfoestructural de Campo de Montiel	V-38
5.3.2. Los Glacis y superficies de erosión de la Llanura manchega central y oriental	V-42
5.4. LA PLATAFORMA MORFOESTRUCTURAL DE CAMPO DE MONTIEL	V-48
5.4.1. Las superficies de erosión encajadas	V-48
5.4.2. "La Raña"	V-52
5.5. EVOLUCION, EDAD Y CORRELACIONES	V-54
5.5.1. Las viejas superficies intraterciarias	V-54
5.5.2. Las superficies plio-pleistocenas	V-58

CAPITULO V

SUPERFICIES Y GLACIS

5.1. DEPRESION DE CASTILLA LA NUEVA: LA ALCARRIA, MESA DE COLMENAR
Y MESA DE OCAÑA.

Para los autores del siglo pasado (EZQUERRA DEL BAYO, 1845 y 1850, SIANO DEL PRADO 1864), y para los más modernos del primer tercio de este siglo (HERNANDEZ-PACHECO, E. y DANTIN CERECEDA, 1915, HERNANDEZ PACHECO E. 1932, ROYO GOMEZ, 1922), era bien conocido el carácter de planicie o plano de los páramos cubiertos por caliza lacustre. En todas las descripciones queda implícito el carácter de superficie estructural* de estas altas llanadas, identificándose la superficie al aire con la superficie de colmatación final de las Mesetas en Mioceno ("Pontiense"). Esta característica de sediplain no es aceptada por SCHWENZNER (1937), que considera, siguiendo a la escuela alemana, a la plataf

* Es curioso señalar que HERNANDEZ-PACHECO, E. y DANTIN CERECEDA (1915), nombran a estas altas llanuras, de suelo calizo, como "Mesetas de erosión" para años más tarde (H.P.E. 1932) considerarlas como estructurales.

ma de las calizas del páramo como una "planicie de corte y denudación postpóntica" (p. 130, trad. de VIDAL BOX, 1943), es su Mesetafläche, M₂.

Más recientemente, en el T. I pág. 163, de la Península Ibérica — (1951, 2a. edic.), dirigido por SOLE SABARIS, vuelve a considerarse como una plataforma estructural a los páramos de Castilla. Sin embargo, poco después — BIROT y SOLE SABARIS (1954) y RIBA (1957), reconocen el carácter de superficie de erosión de estos altos niveles, con edad "post pontiense" o "finipontiense".

Sobre esta superficie de erosión, en la Alcarria y Mesa de Colmenar-Chinchón, los trabajos de VAUDOUR (1969, 1974, 1975, 1977 y 1979), PEREZ MATEOS y VAUDOUR (1971), PEREZ-GONZALEZ et al. (1973), MOLINA (1977), MOLINA y ALEIXANDRE (1978) y PEREZ-GONZALEZ (1979), han demostrado la presencia de depósitos de génesis edáfico-sedimentaria, e importantes procesos de disolución con formación de Terra rossa.

En las páginas que siguen se describen dos perfiles en estos materiales, que reposan sobre la "caliza lacustre del páramo", uno al SO de Guadajajara y otro más meridional en la Mesa de Colmenar-Chinchón.

5.1.1. Perfil de la Cantera de Los Santos de La Humosa

Esta explotación de calizas para cementos, está situada al NE, y muy próxima, de Los Santos de La Humosa, en el páramo calizo de La Alcarria, a 890 m de altitud.

Los frentes de explotación (Figura V-1), han dejado al descubierto la siguiente sucesión:

De abajo a arriba.

S.H.1. La serie neógena está constituida, en la base, por una marga yesífera, a la que siguen unos 4 a 5 m. de alternancias de marga-arcillas y calizas margosas blancas, en capas finas. Encima una marga calcárea, 4 m, con concreciones de carbonato, de colores blanco rojizos. Finaliza la serie con 2 m de marga calcárea, compacta y de aspecto nodular. En este punto el "horizonte calizo del páramo", tiene un espesor máximo de 5 a 6 m de caliza micrítica con un 95% de carbonatos, en bancos de 0,40 a 0,60 m. Estas tablas calizas, que en el muro contienen lentejones delgados, hasta 0,20 m, de arcosas, son las que están siendo explotadas en la actualidad.

A la colmatación de la cuenca, que dió lugar a una superficie estructural generalizada, en buena parte de la Submeseta Sur, sucede una fase de deformación, que suponemos sincrónica en la cuenca del Tajo y del Guadiana (sería la fase Iberomanchega I de AGUIRRE, DIEZ MOLINA y PEREZ-GONZALEZ, 1976 y PEREZ-GONZALEZ 1979), responsable de la construcción de pliegues laxos y de gran radio.

S.H.2. El suave relieve, recién construido, es transformado parcialmente por un proceso intenso de karstificación, que afecta a todo el paquete calizo superior, con formación de terra rossa que rellena cavidades, conductos y formas de disolución, muy abiertas hacia arriba. La Terra rossa en la parte más profunda del karst (texturalmente compuesta por arcilla, —

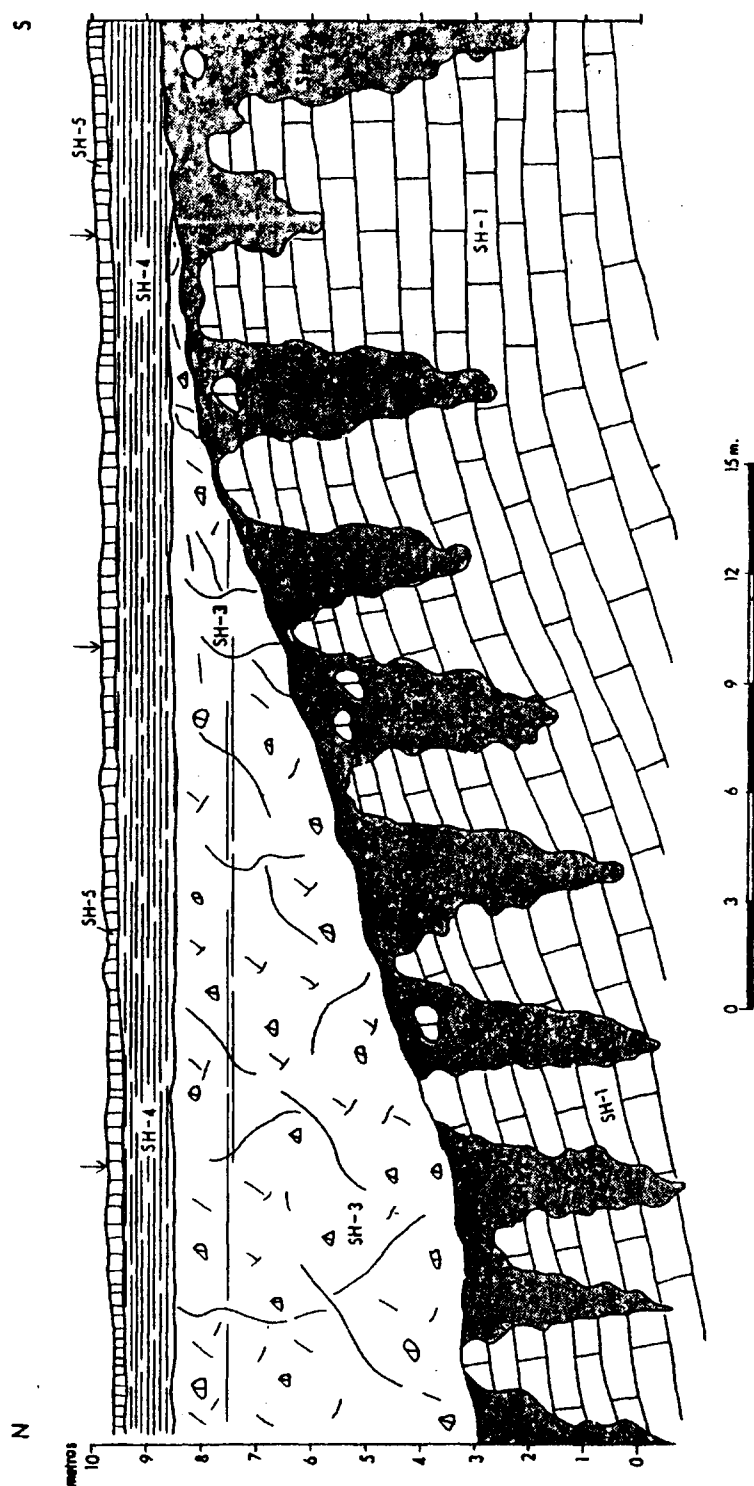


FIG. V-1.-CORTE DE LA CANTERA DE LOS SANTOS DE LA HUNOSA (Explicación en texto)

38,25% , arena, 6,60% y limo, 5,15%) tiene un color amarillo rojizo (7,5YR 7/8), con manchas de color rojo amarillento (5YR 5/8) y escasos granos de — cuarzo heterométrico y subangular. Un estudio en corte delgado (com. escrita de Josefina BENAYAS), revela que lamicroestructura es compacta y existe una débil emigración del hierro, que da nódulos de sesquióxidos, de contornos difusos y contexturas no diferenciadas. La pseudogleyización en las zonas profundas ha sido poco intensa.

En los 2 últimos metros de la parte superior, la pseudogleyización — es evidente. En estos puntos la Terra rossa tiene colores abigarrados gris-rojizos (10YR 5/8 y 2,5YR 4/6), con abundantes manchas de óxidos de manganeso. La Terra rossa engloba restos de "calizas del páramo" rubefactadas y corroídas — en los bordes. El contacto, en cambio, entre la Terra rossa y los estratos calizos, es, en muchas ocasiones, preciso y neto.

S.H.3. Rellenando los senos sinclinales, con espesores máximos próximos a los 6 m, se depositó una roca carbonática (80% de carbonatos), clástica, compacta, de aspecto masivo, de color carne fuerte (HUE, 2,5YR), con cantos calizos del páramo , subredondeados a redondeados, de pequeño tamaño, al menos en el corte estudiado, con ejes mayores más frecuentes entre 0,5 y 1 cm y tamaño máximo 3 cm, y altos porcentajes en la clase de arena gruesa. Los — clastos calizos tienen sus bordes externos corroídos y están recorridos por venillas de calcita, al igual que la pasta carbonática roja que engloba restos de Terra rossa (2,5YR 5/8).

En posición intermedia dentro del perfil, se puede distinguir un nivel, de 0,40 a 0,60 m, con planos de estratificación discontinuos de 5 en 5 cm,

formado por una roca de características similares a la descrita, pero donde las venas de calcita son más abundantes y hay presencia de estructuras concéntricas de hasta 11 mm de diámetro mayor, con núcleo micrítico arcilloso o de sílice.

El aspecto en sección de estos sedimentos, que hemos denominado con el nombre de costra clástica roja, es el de una roca bréchica de colores abigarrados (rojos y amarillos). Este efecto deriva del entrecruzado de gran número de conductos y huecos, por disolución, llenos por una Terra rossa (2,5YR 5/8-4/8) de segunda generación, con mayor fracción detrítica que la inferior.

Claros fenómenos de pseudogleyización también afectan a esta unidad, con colores rojizo amarillentos (7,5 YR 7/8), al muro y amarillentos (10YR 7/8) en la parte superior, que es donde la roca está más alterada.

S.H.4. Erosivamente se dispone, indistintamente sobre S.H.1 ó S.H.3, una costra caliza laminar bandeada (80% de carbonatos) de hasta 1 m de espesor máximo. La estructura laminar es muy gruesa, láminas de 3 a 10 cm, de consistencia duro o ligeramente duro, según el ancho de las láminas. La estructura interna de las láminas es una alternancia bandeada, de limos carbonatados rosas (5YR 8/4), con cantitos calizos subangulosos a subredondeados, en tamaños frecuentes ligeramente superiores a los 2 mm de diámetro y centil en 2 cm, y carbonatos blancos, en bandas generalmente más estrechas, que contienen, al igual que los limos carbonatados rosas, restos de Terra rossa de color rojizo amarillento (7,5 YR 7/8) y rojo (2,5 YR 6/8 5/8), que provienen de la erosión de los tramos basales.

S.H.5. En contacto brusco e irregular un suelo pardo rojizo (5YR 5/8 con un horizonte argílico de estructura poliédrica angular gruesa y consistencia muy duro.

- *Composición mineralógica.*

Hemos realizado siete análisis mineralógicos en los depósitos de la cantera de los Santos de la Humosa. Dos de ellos en los sedimentos terciarios: (S.H.1) en una arcosa y (S.H.1') en una caliza del páramo, solo en la fracción ligera. Otro, S.H.2, en la Terra rossa de primera generación. Dos, S.H.3 y S.H.3', en la costra clástica roja. En la costra laminar bandeada el S.H. 4, y finalmente, en el suelo pardo rojizo, S.H. 5.

Los materiales del techo de la serie neógena, en este sector de La Alcarria, presentan una asociación mineralógica en la fracción pesada compuesta por: estauroлита-turmalina, 41% y 34%, respectivamente, acompañados muy secundariamente por la silimanita, 8%. En los ligeros domina el cuarzo (81%-85%), estando los feldespatos mal representados: feldespato potásico, 9 y 10%, calcosódicos, 5 y 10%.

La Terra rossa, con escasos opacos de alteración, tiene como asociación de pesados: estauroлита-turmalina-circón, 38%, 28% y 15%, respectivamente. Bajando la estauroлита a un 3%. En los ligeros el cuarzo, con un 77%, es mayoritario, siguiéndole los carbonatos con un 17%. Los feldespatos apenas si se han contabilizado.

La costra clástica roja contiene abundantes opacos de alteración, hi-

dróxidos, siendo la relación de opacos de alteración a naturales 162/58. La asociación de los minerales densos es idéntica a la de la Terra rossa: estaurolita (34%-51%), turmalina (31%-33%) y circón (8%-20%). En los ligeros es el cuarzo (79%) dominante, acompañado por los feldespatos potásicos, 11%, y las plagioclasas, 9%, con presencia de micas (1%).

• La costra laminar bandeada tiene la asociación de pesados, estaurolita (39%), turmalina (36%), acompañada por el circón (7%), y un 5% de granate. En los ligeros el mineral principal es el cuarzo (82%), seguido por los feldespatos en igualdad de porcentajes.

• Finalmente, el horizonte B del suelo pardo rojizo, con una relación de opacos de alteración a naturales de 37/8, presenta la asociación de pesados: estaurolita (39%), turmalina (28%), granate (15%) y el apatito como mineral secundario. En los ligeros la asociación queda compuesta por: carbonato (77%) - cuarzo (23%), con ausencia de los feldespatos.

Interesa comparar estos resultados con los obtenidos por PEREZ MATEOS y VAUDOUR (1971), en el Cerro Carabilla, entre Villalvilla y Corpa, en una sucesión muy parecida a la que aquí estamos tratando. En ambos perfiles se observa la casi identidad de la asociación mineralógica de pesados: estaurolita-turmalina-circón-granate. A pesar de todo, en los Santos de la Humosa, los términos inferiores no contienen porcentajes apreciables de granate, presentan este sólo en la costra laminar bandeada y en el horizonte B del suelo pardo rojizo, lo que sin duda nos indica una contaminación de áreas algo más alejadas del entorno próximo.

En los minerales ligeros la semejanza es apreciable, cuarzo mayoritario, seguido por el feldespato potásico y las plagioclasas.

5.1.2. Perfil Las Canteras

Al Norte de Colmenar de Oreja, en las proximidades del km 4, diversas explotaciones, de piedra caliza para construcción, permiten obtener buenos cortes, de las formaciones superficiales más recientes que fosilizan el páramo calizo. La altitud del páramo en este sector oscila entre los 770 y 780 m.

De yacente a cubriente:

C.O.1. Las "calizas lacustres del páramo", en capas de 0,20 a 0,30 m y frescas en la base del corte, van adquiriendo hacia el techo un aspecto terrificado, con bolsas, fracturas y oquedades colmatadas por Terra rossa, de color rojo fuerte (10 R 4/6). Su composición es de arcilla en un 57,36%, limo en un 22,97% y arena 19,67%. Da reacción al ClH, por englobar restos todavía no transformados de caliza. Las partes altas, de los tramos calizos neógenos, pierden sus planos de estratificación, modificándose, al mismo tiempo, sus características estructurales y texturales. Las calizas quedan reducidas a un carbonato deleznable con abundante Terra rossa, repartida irregularmente en la masa carbonática. Esta alteración puede alcanzar 1 m en profundidad.

C.O.2. Se trata de la unidad formada por la costra laminar bandea-
da y las arenas limosas enrojecidas. Comienza este término con unas arenas li

241

mo-arcillosas de color rojo claro (2,5 YR 6/8), que engloban, sin estructura aparente, cantos angulosos y enrojecidos de caliza del páramo, en tamaños frecuentes de 3-4 cm. La cementación por carbonato es muy fuerte en este nivel, tomando el sedimento un aspecto travertínico, con recrecimientos de calcita, y hojiosidad discontinua. Espesor 0,40 a 0,50 m. Encima una costra zonar arenosa, con estructura laminar muy gruesa (1 a 2 cm), de consistencia muy duro, enrojecida, aunque las láminas en detalle son de color crema claro. A techo una pellicule rubanee, (RUELLAN 1971), con espesor de 4 a 5 cm, de color carne. Potencia de 0,25 a 0,30 m.

Sobre la superficie irregular de la pellicule rubanee, encontramos una arena limo-arcillosa (41,16%, 31,36% y 27,48%, respectivamente), de color rojizo (2,5 YR 6/8-5/8), con pseudomicelios de carbonato y cantos angulosos de pequeño tamaño sin alterar, de caliza del páramo y costra laminar. No hemos observado ningún tipo de estructuras. El espesor de este nivel es muy variable lateralmente, pudiendo alcanzar los 1,10 m.

Corona a las arenas limosas rojizas, una costra laminar bandeada, de láminas gruesas, con consistencia muy duro, de color rosado o rosado claro. Su espesor es de 1,20 a 1,30 m.

C.O.3. Discordantemente, se apoya, sobre la costra laminar bandeada, un coluvión de origen muy local que llega a los 0,60 m de potencia.

Esta unidad litoestratigráfica se correlaciona, por posición y facies, con las costras señaladas en Chinchón y Villarejo de Salvanés por VAUDOUR (1974, 1975 y 1979), y por MOLINA y ALEIXANDRE (1978). También en Villa

rejo de Salvanés. En esa localidad aparece por debajo de la costra laminar bandeada, la costra clástica roja y otros productos de alteración del páramo calizo. Convendría sin embargo precisar, si éstos depósitos de alteración tienen alguna relación con la serie roja de la Mesa de Ocaña.

- *Composición mineralógica.*

En la Terra rossa del término CO-1, la asociación de los minerales — densos, transparentes entre si, queda definida por los resistentes y bastante estables: estaurolita (37%), circón (23%), turmalina (22%). En las arenas limo — arcillosas rojizas, del tramo CO-2, la asociación de minerales se mantiene pero cambiando el orden: circón (40%), turmalina (34%), estaurolita (23%). En ambas muestras el ratio opacos de alteración/opacos naturales es menor que 1. El rutilo está presente con un 6%, en las dos muestras.

En los ligeros el cuarzo es mayoritario (55% y 85%), acompañando, o formando parte de la asociación, el carbonato (34% y 13%), como ocurre en la Terra rossa (CO-1). Los feldespatos son escasos, aunque están en mayores porcentajes en CO-1, con un 11% de feldespato potásico y 3% de plagioclasa.

Si comparamos estos resultados con los obtenidos por MOLINA y ALEIXANDRE (1978 o.c.) en Villarejo de Salvanés, o por nosotros mismos en los Santos de la Humosa y Villarrubia de Santiago (Capítulo IV), vemos que subsiste la misma provincia mineralógica para todo el perfil. Los pesados están caracterizados por la: turmalina-circón-estaurolita, y como minerales secundarios el granate y el rutilo. Los ligeros, con porcentajes muy altos, por los cuarzos, seguidos por los feldespatos potásicos y los calco-sódicos. Los carbonatos, se

gún el tipo de muestra, pueden también alcanzar porcentajes elevados.

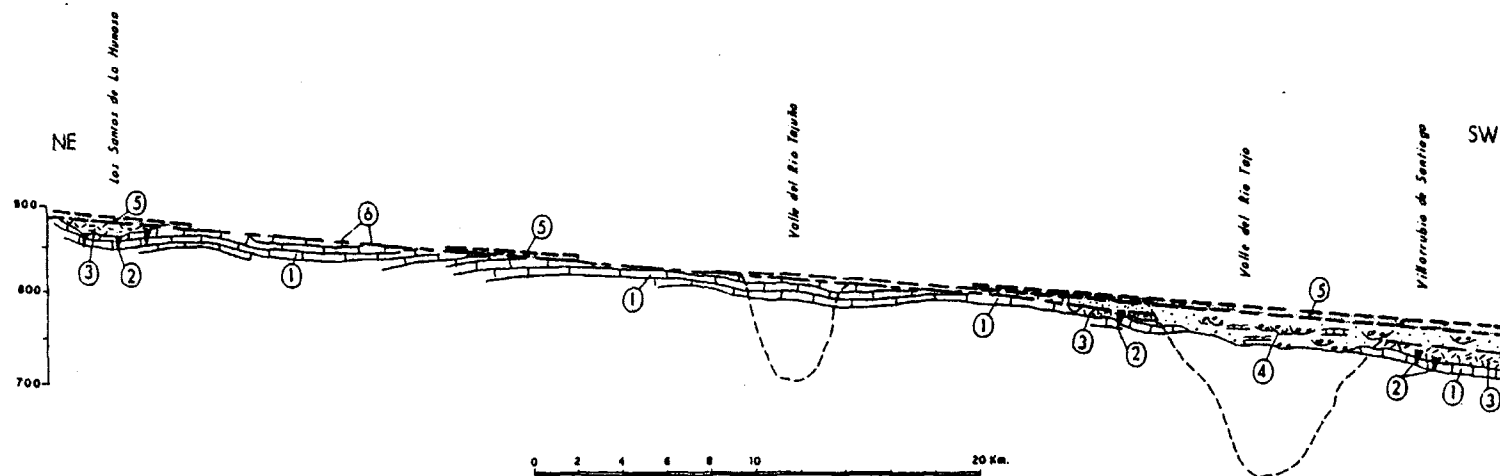
5.1.3. Recopilación y conclusiones

De los datos de campo y de los obtenidos en estos dos perfiles y en el corte de Villarrubia de Santiago (ver Capítulo IV), podemos llegar a las siguientes conclusiones, acerca de la evolución y procesos que han afectado al horizonte "calizas lacustres del páramo" desde su deposición.

- a) Una vez colmatada la Cuenca del Tajo y previamente a los primeros procesos de disolución, con formación de Terra rossa, se produce una deformación de las capas neógenas, bien visible en los frentes de la cantera de los Santos de la Humosa. Esta deformación parece seguir, inmediatamente, al depósito de las "calizas lacustres del Páramo" y puede ser la responsable del comienzo del basculamiento de la Meseta al SO.
- b) Una primera fase de karstificación sucede a la deformación con abundante formación de Terra rossa, que rellena conductos, alveolos y cavidades. La alteración de las tablas calizas superiores pudo ser importante, formándose una superficie de corrosión (VAUDOUR, 1974 o.c.), aunque quizás es preferible utilizar el término "relieve de corrosión". Hay que consentir con VAUDOUR (o.c.), al menos para los cortes estudiados en este trabajo, en la autoctonia o para-autoctonia de la Terra rossa.
- c) Sobre un relieve degradado, con una topografía suavemente marca

da, como resultado de la fase de deformación acaecida y los procesos de disolución subsiguientes, que permitieron diferenciar áreas "emergidas" de otras más "hundidas", fondos de Terra rossa, con evacuación vertical y lateral deficiente, dieron origen a fenómenos de hidromorfía (pseudogley) superficiales, pero bien diferenciados.

- d) En discordancia erosiva y angular, y ocupando, preferentemente, las áreas "hundidas" (corte de Villarrubia de Santiago, Perfil de los Santos de la Humosa), se depositó una Costra clástica roja, en placas o de aspecto más masiva, con estructuras concéntricas (pisolitos) deformadas. Su espesor es variable, con un máximo de 6 m en Los Santos de la Humosa. Esta unidad litoestratigráfica junto con los productos de disolución transportados de la caliza de los páramos, serían los sedimentos correlativos de un proceso de aplanamiento. La superficie entonces generada no sería una superficie de corrosión, sino una superficie de erosión-acumulación, construida próxima en el tiempo y con niveles de base parecidos.
- e) Erosivamente, en los sectores meridionales de la Cuenca del Tajo, sobre los sedimentos neógenos ya depositados, se localizan series rojas con facies de canal y subfacies de llanura de inundación, con suelos calcimorfos (ver Capítulo IV). El espesor de esta serie es máximo en las hojas de Tarancón y Horcajo de Santiago, de 50 a 60 m. El desarrollo de esta red y la implantación de su curso, posiblemente, está relacionada con el "Sinclinal -



LEYENDA

- ① "Caliza lacustre del páramo"
- ② Terra-rossa 1ª generación
- ③ Costra clástica roja
- ④ "Series rojas" de la Mesa de Ocaña
- ⑤ Costra laminar bandeada
- ⑥ Superficies de erosión-acumulación pliocenas (— — —)

FIG. V-2 .- RELACIONES ESPACIALES DE LAS SUPERFICIES POLIGENICAS EN EL PARAMO MERIDIONAL DE LA CUENCA DEL TAJO

del Tajo" definido por CAPOTE y FERNANDEZ-CASALS, 1978.

- f) Una segunda fase de deformación, más suave que la precedente, antecede a un nuevo proceso de karstificación, con formación de Terra rossa, menos importante que el primero. Un cambio climático con tendencia a la aridez, posibilita la génesis de costras con estructura moderada o fuerte, es la unidad litoestratigráfica formada por las costras laminares bandeadas y multiacintadas, con arenas limosas rosas o rojizas, con espesores sobresalientes en la Mesa de Ocaña, del orden de los 5 a 6 m. Estas costras zonales, que se erosionan unas a otras, presentan estructuras de macro-brecciation del tipo pseudo-anticlinales y sinclinales.

En la base, y sobre el substrato erosionado y a veces alterado, se identifican fenómenos de pseudogleyización. Esta unidad litoestratigráfica, se apoya, indistintamente, bien sobre las series rojas de la Mesa de Ocaña, la "caliza lacustre del páramo" en Colmenar de Oreja, o sobre la costra clástica roja en los Santos de la Humosa.

El paisaje de la Cuenca del Tajo, en esos tiempos, queda configurado como una gran planicie sin elevaciones destacadas. La superficie construida es mutipoligénica (Figura V-2), deriva, al menos, de dos procesos poligénicos de formación de superficies de erosión-acumulación, separadas en el tiempo y con niveles de base distintos pero próximos entre si, y un ciclo fluvial intermedio que tiende a llenar el vacío erosional por el mismo creado y las grandes y laxas estructuras sinclinales, originadas por la fase de deformación Ibero

manchega I (AGUIRRE, DIAZ MOLINA y PEREZ-GONZALEZ, 1976 y PEREZ-GONZALEZ, - 1979).

5.2. PLATAFORMA EXTERNA DE MONTES DE TOLEDO Y VALLE DEL TAJO

En el "Itinerario geológico de Toledo a Urda", HERNANDEZ-PACHECO, E. (1911), denomina al territorio situado al Sur de Toledo Meseta toledana y a veces Macizo cristalino. La Meseta toledana, con altitud media de 750 m, está separada por un escalón de la "llanura", la cual, evidentemente, es un término comprensivo que abarca el valle del Tajo y sus terrazas, y las antiguas superficies de erosión plio-pleistocenas y demás formas del paisaje, como por ejemplo La Sagra.

En este trabajo se ha preferido denominar a la faja de terreno de -- edad, estructura y litología varia (ver APARICIO, 1971), que se adosa como una gran tecla, al borde montañoso septentrional de los Montes de Toledo, desde la Sierra de Los Yebenes a la Sierra del Castañar - Navalmoral de la Mata, como - Plataforma externa de Montes de Toledo. Esta quedaría limitada al Sur por el valle del río Tajo que la bordea y en ocasiones la recorta.

Tanto HERNANDEZ-PACHECO, E. (1911 y 1929), como GOMEZ DE LLARENA -- (1916 y 1923), describen por primera vez procesos, depósitos y accidentes morfológicos, todavía en la actualidad no bien estudiados y relacionados: La Raña, como unidad morfoestratigráfica, sedimentos sobre una alta superficie de erosión, la alteración in situ del granito y los cantos meloneros, e inclusive - las costras calizo-arcillosas de la carretera de Orgaz a Los Yebenes, y de Argés.

VIDAL BOX (1943), hace equivaler la Meseta toledana a una superficie de erosión o planicie de Pie de Monte que llama Superficie de Toledo, reconociéndola como la superficie de erosión M_2 de SCHWENZNER (1937). ALIA MEDINA (1945 a, b y 1947), partiendo de los trabajos anteriores, enmarca en el tiempo y en el espacio la Superficie de Toledo -siendo el vértice Pózuela - parte de la Meseta toledana- y una nueva superficie de erosión -la Superficie de Bargas- que se labra tanto en el frente migmatítico toledano como en las series arcóscicas miocenas. La Superficie de Bargas, está muy bien representada al Este de Erustes, en los alrededores de la Mata (en este trabajo - Palos), y entre la Mesa de Ocaña y la Meseta toledana; en esta última zona - la denominamos Superficie de Villanueva de Bogas - Villamuelas. Esta superficie-divisoria, en la Depresión del Tajo, ocupa una posición intermedia entre la primera terraza y la Raña, y al estar encajada en la Superficie de Toledo, equivaldría a la M_1 de SCHWENZNER (1937).

Ultimamente VAUDOUR (1975, 1977 y 1979) identifica a la plataforma de Toledo con un pediplain, donde todavía se conservan restos de una antigua alteración cubiertos por La Raña (km 44 de la carretera de Toledo a Navahermosa).

En este estudio tan sólo vamos a considerar algunos de los elementos que conforman la Plataforma externa de Montes de Toledo y Valle del Tajo. Serán exclusivamente aquellos que esten relacionados en el tiempo con la construcción de la superficie multipoligénica sobre los "horizontes calizos del páramo", La Raña, las grandes superficies que sirven de divisoria a las principales arterias fluviales de la Cuenca del Tajo y las formas de enlace con la primera terraza.

5.2.1. Superficie de Toledo. Pie de monte superior

Por debajo del nivel de cumbres y adosados a los Montes Islas y a los frentes de Sierra, se localizan restos de un Pie de Monte antiguo -Layos, Noez, etc- en el que hemos obtenido una serie de perfiles como el de "Canto Melonero", el más completo, "Cerro Blanquillo", etc. Este pediment, con cobertera, es la unidad morfológica más antigua englobada en el concepto - de Superficie de Toledo y como se verá más adelante, tiene una edad próxima a la M_2 de SCHWENZNER (1937). Encajándose en este Pie de Monte, se construye más tarde La Raña, y extensas superficies con delgadas coberteras, - que sirven de divisoria a las arterias fluviales de la Cuenca del Tajo, como la llamada Superficie de Bargas, en la que hemos obtenido un perfil en "El Corralejo".

- Perfil de Canto Melonero.

En la carretera de Sonseca a Orgaz, km 99, al NE de Canto Melonero, en cotas de 774, un talud artificial, al borde de la carretera, descubre un corte muy ilustrativo con depósitos del plioceno, sobre un pediment alterado en superficie. De muro a techo se puede obtener la siguiente sucesión:

CM-1. Es un granito alterado o podrido in situ (saprolito), que se desmenuza con los desechos y donde se conservan las micas, según se puede apreciar a simple vista. Este granito podrido, visible de 3 a 4 m, está recorrido por carbonatos secundarios que rellenan grietas en enrejado. La anchura de las grietas, rellenas por carbonato, pueden llegar a los 15 cm. Por lo general acompaña al carbonato restos de una Terra rossa, arenosa (arena: 48,70%, li-

mo: 9,92%, arcilla: 41,38%), de color rojo fuerte (10 R 4/8).

CM-2. Reposando sobre el granito alterado puede encontrarse, muy puntualmente, una caliza color hueso "con fuertes rasgos de hidromorfismo" (MOLINA y ALEIXANDRE, 1978, o.c., p. 505).

Erosionando al granito alterado y a las calizas color hueso, se dispone una facies de canal, un surco relleno, de cantos subangulosos de cuarcita, principalmente, muchos rubefactados, con dos poblaciones granulométricas, donde se acumulan los tamaños más frecuentes, una en los 2-3 cm, otra en los 8-10 cm de eje mayor, y centil de 43 cm en cuarcita. Acompañan a los cantos y bloques de cuarcita, algunas pizarras con evidentes signos de alteración, aunque también las hay frescas. Espesor entre 1,50 y 2 m.

CM-3. Encima una costra clástica roja, con estructura bien diferenciada laminar muy gruesa. Placas de hasta 20 cm de espesor, aunque lo normal son 12-13 cm, y de consistencia extremadamente duro. La potencia llega a los 0,70 a 0,80 m. Contiene detríticos de cuarzo, porcentajes del 1 a 2% en tamaños más frecuentes de 0,40 mm y máximo 2 mm, con bordes subangulosos y algunos cantos de cuarcita con eje mayor de 3-4 cm. Esta costra clástica roja está formada, fundamentalmente, por micrita muy removilizada, dando lugar en algunos puntos a intraclastos. Zonalmente existe un bandeado de calcita, que dan a la roca un aspecto travertínico, al igual que pápulas de Terra rossa (2,5 YR 4/8). El color generalizado de la roca es el rojo (2,5 YR 5/8), o el rojo claro (2,5 YR 6/8).

A techo de las placas se reconoce una estructura laminar de 6 a 7 mm

de espesor, formada por un carbonato blanco y cristalino. El contenido en carbonatos, en una muestra analizada, ha dado porcentajes muy altos, 92,40%. Los otros porcentajes se dividen en: un 0,80% para la arena, un 0,26% para el limo y un 6,54% para la arcilla.

En el talud de la carretera que se orienta a septentrión, la costra clástica roja tiene estructuras de deformación y su techo está bastante transformado por fenómenos de disolución, enmascarándose los planos de estratificación. Lateralmente, la roca, se hace menos carbonatada aumentando los cantos. Sin poder precisar su posición estratigráfica, con respecto a la costra clástica roja, dada la suciedad del corte, se sitúa, más lateralmente, un producto limo-arenoso-carbonatado harinoso, con cantos y bloques de cuarcita rubefacta, algunos cantos han perdido la pátina roja, por desrubefacción. Estos materiales tienen colores de hidromorfismo, amarillos suaves (5 Y 7/4) o rojizo amarillentos (5 YR 7/8 y 7,5 YR 7/8). Contienen también restos de una Terra rossa (10 R 4/8), que inunda fracturas y oquedades. A mayor escala es evidente un proceso de disolución, en los depósitos carbonatados harinosos, con formación de conductos abiertos hacia arriba, nunca inferiores a los 5-6 cm de ancho, colmatados por Terra rossa, carbonatos y cantos, que no guardan relación con la estructura general, dando así al conjunto una sensación caótica y poco ordenada. El espesor de estos sedimentos puede llegar a los 2 m.

CM-4. Es una costra laminar bandeada en facies similar a la descrita en el corte de la cantera de Los Santos de la Humosa, con menor espesor.

Este perfil y la micromorfología de las acumulaciones carbonatadas, han sido estudiadas por MOLINA y ALEIXANDRE 1978 (o.c.), a este trabajo nos

referiremos cuando abordemos su composición mineralógica.

- Afloramientos de Cerro Blanquillo, Espanta Perdices, Pozuela, Bañuelos y Moraleja.

Complejos sedimentarios en posición morfoestratigráfica equivalente, así lo suponemos, al perfil de "Canto Melonero", han sido localizados en el piedemonte desarrollado sobre la "Unidad Migmatítica" (APARICIO, 1971 o.c.) de la Plataforma externa de Montes de Toledo.

En Cerro Blanquillo, al NE de Almonacid de Toledo, en cotas de 730 m sobre un substrato de alteración, con encostramientos en enrejado, descansa un sedimento formado por cantos de cuarcita angulosas y subangulosas y pizarras frescas. Una arcilla roja inunda al depósito, ¿suelo rojo o Terra rossa transportada?. Más al Sur, en Espanta Perdices (680 m), en un frente de explotación encontramos un material singular, refugiado en una gran oquedad con sección de alas abiertas. La roca de caja con textura granuda cataclástica, con frecuentes crecimientos perfiticos, está compuesta por feldespatos potásicos, cuarzo, moscovita y plagioclasas. Una caliza recristalizada, da reacción al ClH, ocupa la parte inferior del frente. La oquedad que tiene en algunos puntos rasgos inequívocos de procesos de disolución, está colmatada por un sedimento de génesis dudosa. Parece que han existido al menos dos momentos de relleno. El más actual, con un débil moteado de óxidos de manganeso, es una arcilla roja -- (2,5 YR 5/8), posible Terra rossa, algo arenosa, 17,38%, y pobre en fracción limo, 7,68%, sin estructura, plástica y de consistencia friable. Ocupa en el hueco la parte superior del ala izquierda y la menor superficie.

La cavidad completa su relleno con un depósito en facies de decantación total. Se trata de una arcilla con laminación horizontal, estructura laminar muy fina, menos de 1 mm, que está penetrada, secundariamente, por detriticos más gruesos que desfiguran su disposición original. Una muestra — dió la siguiente distribución granulométrica : arcilla (77,83%), limo (4,80%), y arena (17,37%). Estos materiales presentan signos de hidromorfismo acentuado en las áreas más ricas en detriticos gruesos, con colores amarillo rojizos (7,5 YR 6/8), y amarillo pálido (5 Y 7/3), que destacan sobre los colores rojos, 2,5 YR 4/8, y pardos 7,5 YR 5/4, del material original.

. El pediment que se articula alrededor de los 800 m con el inselberg resistente de Layos (1084 m), labrado sobre la roca migmatítica, alterada en unos 20 m, está cubierto por sedimentos transportados en un medio acuoso. Estos se acumulan, con mayor espesor en la zona de El Puntal, próxima al vértice Pozuela (683 m). La cobertera, generalmente delgada, no sobrepasa los 5-10 m en las partes bajas, está compuesta por cantos y bloques de cuarcita, pizarras y migmatitas, más o menos descompuestas, con formas subangulosas, empastadas en una matriz arcósica rojiza o verdosa.

. Algo más hacia el Oeste, en Bañuelos (Polan), un pediment residual, con idéntica génesis y edad al anterior, está fosilizado por materiales cuarcíticos y pizarras en tamaño bloque, centil mayor de 1 m. Esta superficie, con cotas entre los 680 y 720 m, enlaza con un relieve residual de 830 m y posiblemente con los Montes Islas de Puerto de la Jarosa (940 m) y Pico de Noez — (1035 m).

. Finalmente, en el borde SE de la Hoja de los Navalmorales (655), —

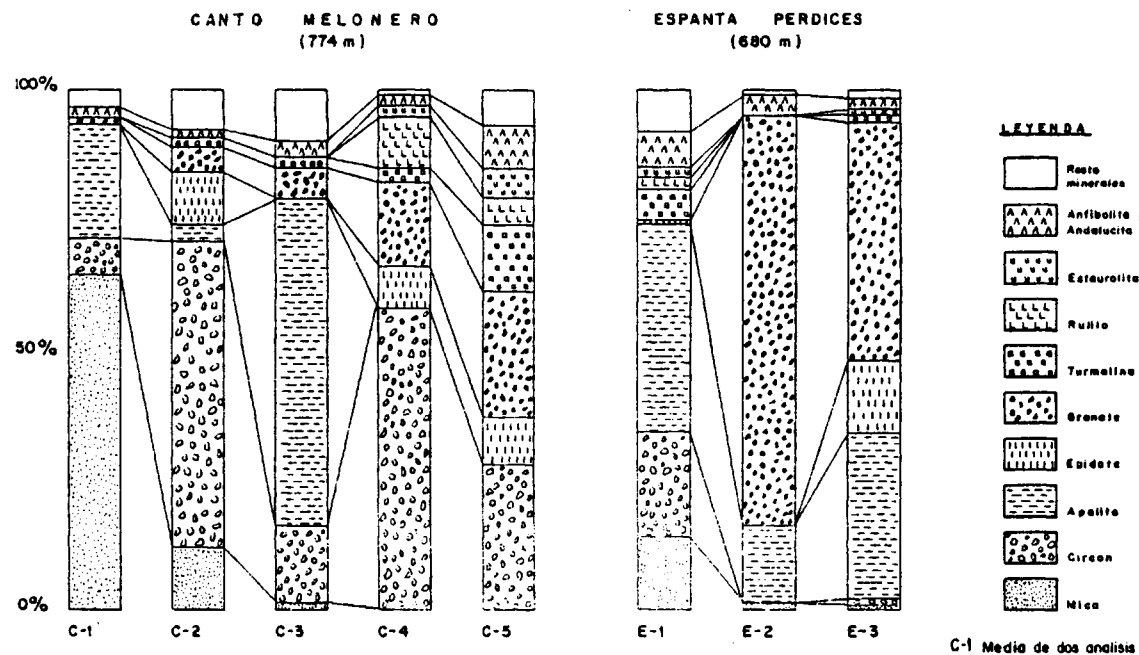
emergen, sobre el piedemonte generalizado de La Raña, tres cerros troncocónicos, con altitudes de 750 m, uno de ellos es el vértice Moraleja (759 m), que soportan sedimentos, con formas, tamaños y litologías, muy semejantes a los de Baños, aunque en Moraleja el centil visto en cuarcita, no sobrepasa los 60 cm de eje mayor.

- *Composición mineralógica.*

Los depósitos pliocenos del perfil de Canto Melonero, están apoyados sobre las granodioritas del gran plutón ácido del Macizo cristalino de Toledo, que queda enmarcado al Sur por la rama septentrional, cuarcitas y pizarras del Arenig y Llandeilo, respectivamente, del sinclinorio de Los Yebenes (APARICIO, 1971, o.c.)

De dicho perfil se han analizado los minerales pesados y ligeros de tres muestras. C.1 corresponde al granito alterado, C.2 a la Terra rossa introducida en las grietas del granito podrido, y C.4 a las facies detríticas con signos de hidromorfismo que se localizan en el término CM-3. Del trabajo de MOLINA y ALEIXANDRE (1978, o.c., pp. 514 y 515), hemos extraído el resto de los datos utilizados en el histograma de la Figura V-3. Esto es: un análisis más del granito alterado que se promedia; C.3 que es la caliza color hueso de la base y C.5 la costra clástica roja.

En los minerales densos transparentes entre sí cabe destacar la fuerte variabilidad de porcentajes, entre las distintas muestras, de las especies minerales presentes. La asociación mineralógica del granito queda establecida por: mica (64,5%), apatito (22%), acompañada por el circón (7%). La mica y el



255

FIG.V-3.- Histogramas de barras acumulativos de la distribución de minerales pesados en depósitos del Plioceno medio, en los Piedemonte de la Plataforma externa de Montes de Toledo.

apatito, más inestables o propicios a ser lavados y transportados fácilmente, son sustituidos, total o parcialmente en el perfil, por minerales más resistentes -si exceptuamos la muestra de Terra rossa curiosamente enriquecida de apatito (63%)- como el circón, granate, turmalina o rutilo. Un mineral moderadamente estable, la epidota, aparece en tres muestras. La costra clástica roja y las facies detríticas determinan una asociación dominada por los minerales resistentes: circón-granate, acompañados por el apatito, turmalina, rutilo y los alterables anfíbol - andalucita.

La relación opacos de alteración a opacos naturales o es menor que 1, o es ligeramente mayor. Los opacos naturales más abundantes son las ilmenitas, y en los opacos de alteración los leucóxenos. En la Terra rossa (C.2), junto con el leucóxeno, hay óxidos e hidróxidos. Las micas, en el saprolito granítico, de color pardo verdoso, se presentan frescas.

La forma de los granos es principalmente redondeada y ovoidea en los circones, y angulosa en los granates.

Los minerales ligeros han sido estudiados en 4 muestras (C-1, C-2, C-4 y C-5). Al igual que ocurre en los pesados, las variaciones de las asociaciones, entre una y otra muestra, son considerables. El granito tiene la asociación feldespato calco sódico (30%), biotita (29%), cuarzo (23%) y como mineral secundario la ortosa (4%). La Terra rossa: plagioclasa (47%) - cuarzo (31%), con muy pocas micas, indicios de feldespatos potásicos y un 15% de alteritas. Las facies detríticas (C-4): carbonato (74%) - cuarzo (20%). La costra clástica roja tiene el cuarzo (84%) como único mineral en su asociación, con porcentajes débiles de feldespatos potásicos (10%) y calco-sódicos (5%).

. En Espanta Perdices se han realizado tres muestreos (Figura V-3), uno en la roca de caja de textura granuda cataclástica (E-1), otro en el depósito de arcilla residual con detríticos (E-2) y el último en la posible Terra rossa (E-3), de la etapa final de colmatación de la oquedad.

La roca de caja con una asociación de minerales pesados compuesta - por: apatito (40%)-circón (20%), tiene de mineral secundario a la mica (14%), se separa claramente de la obtenida en los otros dos análisis. En la arcilla residual con detríticos el mineral principal es el granate (80%), seguido por el apatito (15%); en E-3, la asociación está determinada por el granate (40%)-apatito (36%), y la epidota (4%) como mineral acompañante.

La relación opacos de alteración/opacos naturales es igual a 1 o más pequeña. Siendo ambos muy escasos en las muestras.

De la morfoscopía del grano cabe decir que los granates, de la arcilla residual, están más redondeados que los de la posible Terra rossa, y los apatitos en ésta, son más angulosos que los de E-2.

La asociación de minerales ligeros de la roca migmatítica es: cuarzo (63%)-alteritas (27%). En el depósito arcilloso de decantación con detríticos penetrados: biotita (66%)-moscovita (27%) y en la Terra rossa, cuarzo (35%) - micas degradadas (25%), moscovita (23%).

. En el perfil de Canto Melonero todos los minerales reconocidos están presentes en las litologías locales. Según APARICIO (1971, o.c. p. 304), las rocas graníticas tienen como minerales principales: cuarzo, feldespato potási

co, calco-sódicos y biotita, como accesorios: circón, apatito y opacos. También son comunes "otros que podemos considerar como metamórficos, sillimanita andalucita, granate y epidota". Las series paleozoicas, cuarcitas del Arenig y pizarras del Landeillo, además de contener cuarzo como mineral principal, - tienen como accesorios, turmalina y circón.

El aumento de turmalina y circón en las muestras superiores de la sucesión, nos indicarían procedencias más lejanas: Paleozoico de la Sierra de Los Yebenes. El aumento de granate puede tener conexión, con el ámbito barrido que el acarreo de materiales produjo sobre la plataforma granítica alterada. La ausencia del apatito, mineral inestable, en C-4 y C-5, nos hace pensar en una cierta agresividad del medio, atenuada, sin embargo, por la persistencia de la epidota en la Terra rossa, junto con plagioclasas y micas, facies detrítica (C-4) y costra clástica roja (C-5).

A pesar de todo, es notable la sustitución de minerales inestables o moderadamente estables, por los más resistentes (circón, granate y turmalina), en la parte alta del perfil. Esta sustitución está acentuada en la costra laminar superior (ver análisis mineralógicos, p. 514, del trabajo de MOLINA y - ALEIXANDRE, 1978, o.c.) donde casi todos los minerales contabilizados son los resistentes.

La ausencia de epidota, en las dos muestras de granito analizadas, y los mayores porcentajes de granate, y por supuesto de circón en la Terra rossa, nos permiten sospechar que la misma penetró en las fracturas del granito, después de haber sido transportada desde su lugar de origen. La cuestión es, si la Terra rossa procede de la alteración de la roca caliza que se apoya so-

bre el granito o de otras. Lo que es evidente, por su composición mineralógica, es que no tiene relación, pongamos por caso, con productos residuales que provinieran de las "calizas lacustres del páramo" de Ocaña o de Colmenar de Oreja, allí la asociación es turmalina-circón-estaurolita. En Espanta Perdices la Terra rossa y la arcilla roja, con los detríticos que la penetran, ambas muy ricas en granate, tienen una mineralogía propia del entorno litológico-las rocas granítico-sieníticas, de textura granuda cataclástica, contienen granates (APARICIO, p. 380, o.c.), su génesis se efectuó en algún punto del sector migmatítico de la Plataforma de Toledo, siendo posteriormente transportadas y depositadas, con características faciales distintas, en la oquedad.

5.2.2. Conclusiones y correlaciones con la Depresión de Castilla la Nueva.

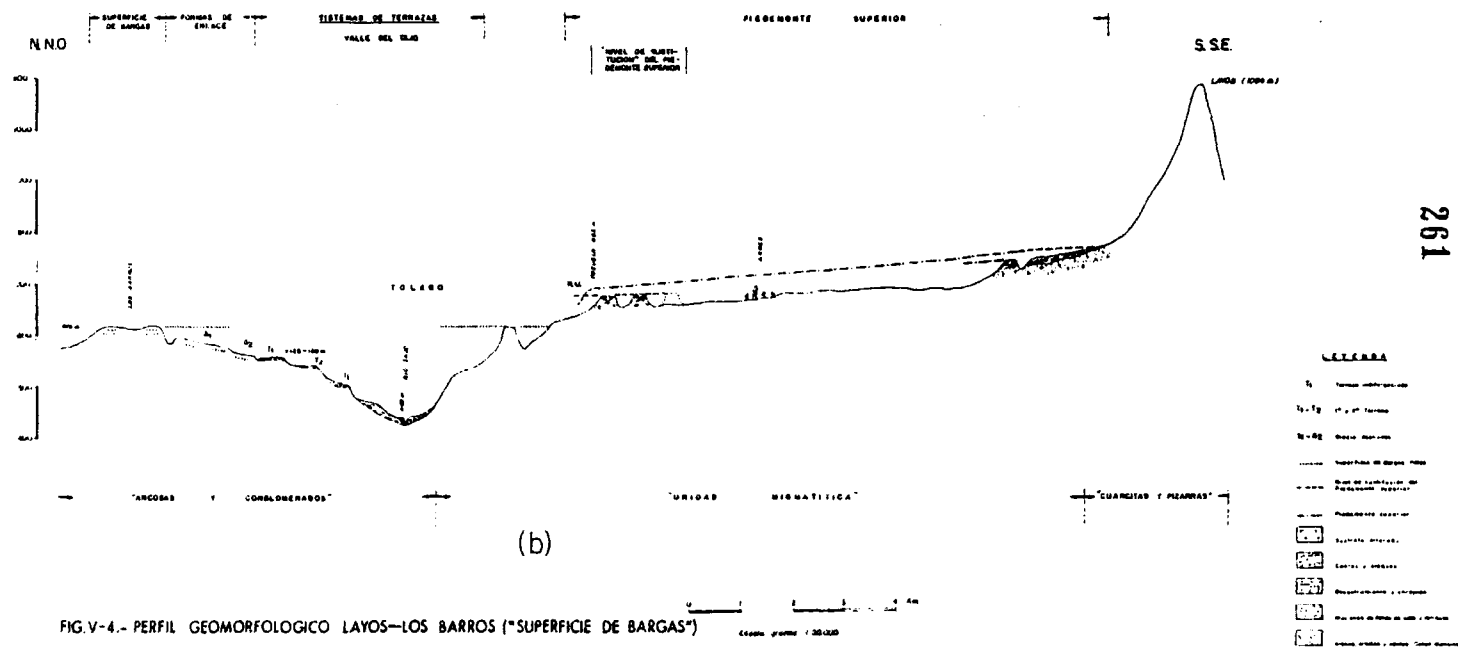
El Piedemonte superior bien conservado al sopié del harlinger de La-yos (Figuras V-4 y V-5), está desarrollado sobre la "Unidad migmatítica" alterada una veintena de metros en profundidad. Un punto culminante es Pozuela, a 240 m sobre el fondo actual del río Tajo. Su gradiente de pendiente, hacia el Norte, es del 1,2%.

El Piedemonte superior tendría conexión, hacia el interior de la cuenca, con la primera superficie poligénica de erosión-acumulación, construida en las calizas lacustres miopliocenas. En ambos casos se trata de la superficie M₂ de SCHWENZNER (1937 o.c.), aunque recordamos, conceptualmente, para dicho autor alemán, la planicie es de corte y denudación. Consecuentemente, por posición y facies, la unidad litoestratigráfica de la costra clástica roja que aparece en el centro de la Depresión y en el Piedemonte superior,

deben ser sincrónicas. Muy tentativamente enunciamos que la caliza color hueso del perfil de "Canto Melonero", podría ser un retazo preservado de la "caliza lacustre del páramo"

Un tema del mayor interés son las relaciones o equivalencias entre la Formación o depósitos de grandes bloques (HERNANDEZ-PACHECO, F, 1962), y las sucesiones estratigráficas y procesos denudativos hasta el momento estudiados. Los citados depósitos fueron ya nombrados por CARANDELL (1928) y tratados más ampliamente por HERNANDEZ-PACHECO, F (1962, o.c.), en el valle de la garganta de Alardos, al Sur del Macizo de Almanzor, en Gredos. LAZARO OCHAITA (1977) y LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR (1977), los encuentran también al pie de la Sierra de Guadarrama. VAUDOUR (1977, 1979) enfrenta a la Formación de bloques de Torreldones, con una formación análoga en Toledo y con las arenas feldespáticas superiores de la facies Madrid. Su edad sería pliocena o plio-villafranquiense. PEDRAZA (1978), hace notar, muy acertadamente, que formaciones de bloques, pueden existir en posiciones estratigráficas diversas, dentro de las series arcóscas marginales al Macizo. En su zona de trabajo no sobrepasan, las facies de bloques, el Mioceno medio. Lo cual no significa que no se hayan depositado en la cuenca, como sedimentos correlativos de la construcción de las rampas superiores.

Una hipótesis es que la Formación o depósitos de grandes bloques se generaran durante la elaboración de la superficie multipoligénica en el centro de la Depresión. Otra, que la fecha fuera coetánea con la formación de la primera superficie de erosión-acumulación, sobre el "horizonte calizo del páramo", y en consecuencia de los pediments con cobertera de Layos, de Noez, etc.



Finalmente que las series rojas, de la Mesa de Ocaña, equivalgan cronológicamente con esos depósitos de grandes bloques.

También añadiremos que en la Plataforma externa, al Sur de Toledo y encajándose en el Piedemonte superior, se extiende una nueva superficie de erosión (Figura V-4), por sustitución, que decapita en parte a la superficie de Pozuela en el Puntal (677 m), o incide en el sustrato alterado, con carbonatos en enrejado y encostramientos, tal como se puede observar entre Polan y Casas Buenas (cotas de 680 a 720 m), y al Norte y Este de Guadamur (cotas de 654, 660 y 673 m). En la cuenca terciaria, esta superficie podría tener su representación en las mesas de Villaluenga y algo más al Norte en Espartina y Valle de las Cuevas (cotas de 700 a 713 m). La superficie de Villamuelas-Villanueva de Bogas, está dominada, en Villanueva de Bogas, por dos cerros estructurales a 702-704 m. El páramo calizo próximo, tiene cotas de 730 m. Concluimos que éstos relieves residuales son testigos de las primeras fases de crecimiento de los valles, que se encajan en el Piedemonte superior y en la superficie multipoligénica del centro de la Depresión, y son anteriores a las superficies de erosión, denominadas superficies de erosión penetrativas, que sirven de divisoria hidrográfica de los valles principales, en la mitad oriental de la Cuenca del Tajo.

De este nuevo proceso erosivo habría que buscar, sin embargo, sus posibles relaciones, en las partes altas de las cuencas-vertientes, con el pediment de La Raña.

5.2.3. La Raña, Pie de Monte inferior

Está magníficamente conservado al Oeste de Toledo (Figura V-5), al pié de las Sierras del Horno y de las Particiones. El pediment con cobertera, de perfil cóncavo, arranca desde las líneas de articulación con las Sierras y los exutorios de los antiguos valles colectores, descendiendo hasta altitudes de 560-600 m, con gradiente de pendiente menor o igual al 1%.

Su altitud relativa con respecto al canal del río Tajo, en la ortogonal de Talavera de la Reina, es de +200 m.

En el km 44 de la carretera de Toledo a Navahermosa, el material detrítico de La Raña reposa sobre un sustrato alterado (VAUDOUR, 1975, 1977 y 1979). Este nivel de piedemonte es claramente correlacionable con "La Raña de Somosierra" (HERNANDEZ-PACHECO, F. 1965) o Planicie M₁ de SCHWENZNER (1937). La Raña soporta un suelo muy lavado o pseudogley (PEREZ MATEOS, MONTURIOL y BENAYAS, 1970).

En el Sistema Ibérico occidental GLADFELTER (1971), hace contemporánea la disección de su superficie D, con la sedimentación de los detríticos de La Raña en la Cuenca terciaria del Tajo.

5.2.4. Superficies de erosión penetrativas

Sus niveles de base estarían próximos a los de La Raña. Forman, en la actualidad, las altas planicies que sirven de divisorias a los canales permanen

tes o semipermanentes de la cuenca del Tajo, con cotas relativas sobre los c
ces entre los +180 m y algo más de los +200 m, según los sectores. Estas sup
ficies, no son las originales (PEREZ MATEOS y VAUDOUR, 1972). En realidad s
niveles de degradación o sustitución, al menos en la ram a de Griñón Su er
cie de Bargas.

.La Superficie de Bargas (Figura V-4), o nivel de sustitución de Barg
con encostramientos y suelos rojos a pseudogley, está relacionada, al Norte
con la rampa de Griñón, a través de la superficie de Lominchar (645 m) - Ced
llo del Condado (646 m) - El Viso de San Juan (653 m) - Ugena (654 m) - Carra
que (665 m) y Alarcón (700 m). Esta llanada continuaría, por la margen izqui
da del río Manzanares, con la llamada por RIBA (1957) Superficie Madrid, qu
más al Norte es la "superficie de Fuencarral - El Goloso", con cotas de 740
LOPEZ VERA y PEDRAZA (1976) insisten en la redefinición de la Superficie
Madrid, petición en que nos mostramos de acuerdo, ya que nosotros mismos desco
pusimos en niveles de terrazas (PEREZ GONZALEZ, et al. 1973) la Superficie
Paracuellos de RIBA (1957 o.c.), equivalente para dicho autor a la de Madrid.

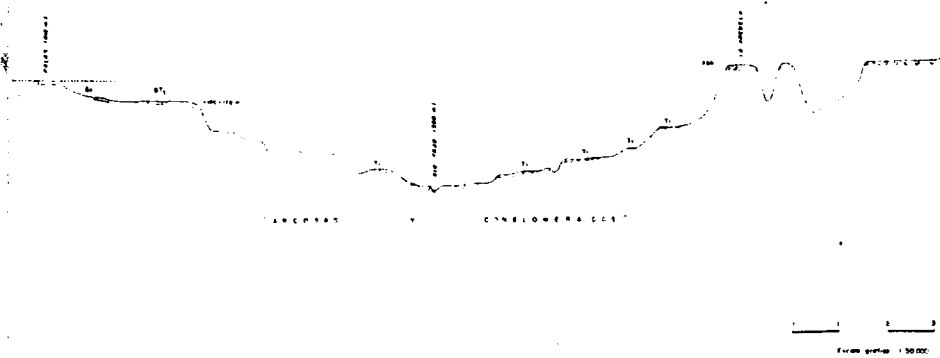
Estas superficies son también la Mesetafläche M₁ de SCHWENZNER (193
y enlazarían, en los bordes montañosos de las Sierras de Gredos y Guadarrama
con la Planicie inferior de Piedemonte de PEDRAZA (1978).

En la plataforma externa de Montes de Toledo esta superficie ha bar
do las migmatitas alteradas y penetra en grandes golfos en el Macizo de Toled
a uno y otro lado del vértice Pozuela, aislando y resaltando el Piedemonte su
rior, hasta el entorno del hardlinger de Layos.

265

Fig. 10

SISTEMA DE TERNERAS
VALLE DEL TOLU



S - PERFIL GEOMORFOLOGICO PUERCO-PALOS

. En el perfil geomorfológico Puerco-Palos (Figura V-5), Palos (612 m) es un pequeño resto conservado, muy a occidente, de estas divisorias. En esta pequeña meseta erosionan a la serie terciaria arcósica, paleocanales rellenos de arena cuarzo-feldespática, de grano fino a medio, con pequeños cantos - (de 1 a 2 cm de T.M.) de cuarzo enrojecidos. Una acumulación de carbonatos, de 5 a 6 cm de profundidad, se sitúa en la zona de contacto del depósito de canal con el material arcósico terciario. Carbonatos en enrejado, de barras finas, afectan a todo el perfil.

El corte "El Corralejo", en la Superficie de Bergas, es algo más completo. Las facies canalizadas, pequeños surcos o regueras rellenas por cantos y arenas, inciden en un sustrato terciario arcósico con carbonatos en enrejado, gruesos y densos, que penetran 2 m en profundidad. Los detríticos están cubiertos por un potente horizonte argílico (10 R 4/6), con cutanes espesos y discontinuos, con signos de speudogley. En puntos próximos hemos visto en superficie una costra laminar muy gruesa, de consistencia ligeramente duro, formada a expensas de unos limos rosas (5 YR 8/3).

. La Superficie de Villamuelas - Villanueva de Bogas, se ensambla con un frente de meseta al Este de Villanueva de Bogas. Desciende suavemente desde los 660-670 m hasta los 620 m al Norte de Villamuelas. La primera terraza del río Tajo en este sector, perfil de los Arenales, está a +125-130 m sobre el thalweg del río, y encajada del orden de 30 m en la superficie penetrativa superior. La superficie de Villamuelas-Villanueva de Bogas da un significado geomorfológico más preciso al corredor que separa la Mesa de Ocaña, del borde -- oriental del Macizo cristalino de Toledo.

5.2.5. Formas de enlace

Son glacis, tendidos y desnudos, desarrollados por debajo de las Superficies penetrativas y antes de la primera terraza que se encaja en ellos . Los hemos encontrado en todas las secciones realizadas, en el valle del Tajo, entre Aranjuez y Palos.

En el perfil geomorfológico Layos - Los Barros (Figura V-4), al Oeste de Toledo, por encima de la primera terraza, a +125-130 m de altitud relativa con respecto al río Tajo, se articulan dos planos inclinados, hoy medianamente disectados, que conservan horizontes de iluviación de suelos rojos (2,5 YR 4/6) o pardo rojizos (5 YR 4/4), con signos de pseudogley (2,5 Y 7/4). En el sustrato arcóscico se reconocen carbonatos en enrejado en profundidad.

En el corte geomorfológico Palos-Puerco (Figura V-5) un glacis-terrazza a +160-170 m, del cauce del río Tajo, contacta con la superficie de Palos a través de un glacis, cortado y muy retrotraído, con espesos encostramientos en su borde inferior.

PEDRAZA (1978, o.c.), identifica, en posición geomorfológica idéntica a la aquí descrita, vertientes-glacis escalonados y con pendiente dirigida hacia los cauces principales, en la zona externa, ya en la "Depresión arcóscica", de la transición de las Sierras de Gredos y Guadarrama. Las superficies - SIII y SIV (LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR, 1977 o.c.), en el área de Valdemorillo-Villa del Prado, parecen ocupar, igualmente, posiciones geomorfológicas similares.

En el Macizo cristalino de Toledo, al Oeste del Cerro Zurraquinillo, una plataforma, caserio de Hernan Paez, en cotas de 620 m, puede también equivaler en el tiempo, a la construcción de los glaciares desnudos con cobertera de suelos, impuestos en la vertiente del valle opuesta.

5.3. LLANURA MANCHEGA

Es tradicional en la literatura geológica nacional, reservar el título de Llanura para la Mancha. ROYO GOMEZ (1920), clasificó las formas del relieve de la Meseta Sur, en región de los páramos, de los términos transitorios y de la llanura, estando constituida esta última, exclusivamente, por la Mancha. HERNANDEZ PACHECO, E. (1928), al referirse al río Guadiana hace notar que el mismo, en su primer tramo, carece de comarca montañosa, pues se origina en la región más llana de España, en la llanura de la Mancha.

Esta sensación de territorio fisiográficamente plano, exento de cualquier particularidad geomorfológica, está llevado al extremo en el trabajo de SCHWENZNER (1937, trad. de VIDAL BOX, 1943), donde afirma, pág. 121, que "La Mancha es el fondo no alterado de la sedimentación pónica". LAUTENSACH 1964, (Trad. SOLE SUGRAÑES, 1967, p. 476), prefiere sin embargo ver en la Mancha, el "predominio absoluto de la penillanura postpontiense". Para él "desciende la penillanura "postpontiense", desde la Mesa de Ocaña-Tarancón a los extensos alrededores de Albacete.

Si fisiográficamente el término llanura es aceptable, especialmente, para la Llanura manchega, no son admisibles las otras dos concepciones. En Campo de Calatrava MOLINA (1974, 1975 y 1976), encuentra dos superficies antiguas es

calonadas, PEREZ-GONZALEZ (1974, Hoja de Minaya y Villarrobledo), cartografía y define distintas unidades litoestratigráficas y geomorfológicas desde el Plioceno a la actualidad. Razonablemente, por lo dicho, las ideas simplistas existentes, sobre la evolución geomorfológica de la Mancha, y en particular de la Llanura manchega, no son sostenibles, sobre todo teniendo en cuenta, además, - lo escrito en el capítulo anterior, acerca de la edad de las series terciarias que ocupan este sector de la Submeseta meridional.

5.3.1. Glacis del borde externo de la plataforma morfoestructural de Campos de Montiel.

Este glacis ya fué reconocido por PEREZ-GONZALEZ (1974 o.c.) como un glacis cubierto* en las áreas meridionales de las Hojas de Villarrobledo (740), y Minaya (741). Más recientemente ROIZ GARCIA (1977), lo identifica en la Hoja de Sotuélamos (763).

A lo largo del borde septentrional de Campo de Montiel, esta superficie está impuesta como una forma de enlace con las llanadas más centrales de la Llanura manchega, que se encajan debilmente en ella. Este glacis, tendido hacia el Norte, tiene un evidente control estructural, debido a que las capas jurásicas y los depósitos terciarios que las folizan, se inclinan suavemente en esa dirección, con valores próximos a la superficie de arrasamiento que las afecta. -

* aunque quizás, conservadoramente, fuera preferible denominarlo de acumulación, dado que no hemos podido estudiar suficientemente, por falta de afloramientos, el plano del sustrato y su paralelismo, o no, con la superficie - al aire que determina el depósito edáfico - sedimentario que lo fosliza - (DUMAS, 1967).

Arranca de los relieves dominantes, margo-calco dolomíticos liásicos, de este borde externo de Campo de Montiel. Solamente en las proximidades del pantano - de Peñarroya muerde a las calizas travertínicas pliocenas, quedando topográficamente más bajo.

En la Hoja de Minaya y borde NE de la de Munera (764), el glacis nace en cotas próximas a los 780 m. En la de Sotuelamos penetra profundamente - por su borde Este, llegando a alcanzar la cota de los 880 m, para ir descendiendo, con un contorno interno muy irregular, hasta altitudes de 760 m al Sur de Tomelloso. El límite externo del glacis se sitúa en cotas que van desde los 720 m al Este (Hojas de Munera y Minaya) a los 670 al Oeste, ya en las proximidades de Tomelloso.

En las zonas de máximo desarrollo, Hojas de Sotuelamos y Villarroble do, son superficies con más de 16 km de largo y pendiente media menor del 1%. Es en estos lugares donde hemos podido realizar dos cortes, aunque incompletos, de los depósitos que forman la cobertera del glacis. Uno en la parte alta del mismo, con sustrato calizo y calco-dolomítico del Lías, y el otro al pie del - glacis, con sustrato conglomerático terciario.

- Perfil al SO de la Casa de Romera.

Pequeño corte en la carretera de Tomelloso a Munera, unos 500 m antes del cruce con la carretera de Villarrobledo a Ossa de Montiel (Hoja de Sotuelamos). Cota 820 m. De abajo a arriba:

CR.1 0,80 a 0,90 m aflorantes de un canturral de pequeño tamaño, he

terométrico, formado por cantos de caliza, subangulosos a angulosos y alguno de cuarcita redondeada, con escasa matriz arenosa arcillosa rojiza y cemento carbonático.

CR.2 En contacto muy irregular con los cantos basales, un limo arcilloso-arenoso carbonatado, con cantos calizos dispersos, de color rojizo (5 YR 7/6), con tendencia a estructurarse débilmente, en láminas de muy finas (menos de 1 mm) a finas (1 a 2 mm de espesor). Potencia máxima 1 m.

CR.3 Es un paquete complejo, deformado, con estructuras alabeadas - de características métricas. Está compuesto por una costra laminar bandeada, - muy bien estructurada, con láminas muy gruesas (hasta los 10-12 cm de ancho) de consistencia extremadamente duro, formadas por un bandeo, de 1 a 2 cm, de fango micrítico con algún pequeño clasto calizo, con colores alternantes, blanco (10 YR 8/2) y pardo suave (10 YR 7/3). Intercalados en esta costra laminar, hay cuerpos de sección transversal lenticular o tabular, con espesores máximos de 0,30 m, compuestos por cantos de caliza angulosa—tamaños medios más frecuentes de 1 a 2 cm de eje mayor—frescos y corroídos por karstificación en matriz - arcillo limo-arenosa roja (2,5 YR 5/6). Los lechos de arenas limosas rojizas, engloban clastos ordenados irregularmente de costra caliza. El espesor total - de este tramo puede alcanzar los 0,90 m.

- Perfil La Urbina.

En la carretera de Villarrobledo a Tomelloso (Hoja de Villarrobledo), en las inmediaciones del toponímico La Urbina y en cotas de 720 m.

La altura del corte es del orden de 1,60 m. Se diferencian bien dos unidades. La inferior es un limo arenoso-carbonatado con pseudo-micelios de carbonato y color rojizo (5 YR 6/8), con hiladas de cantos heterométricos y angulosos de caliza, y algunos otros de cuarcita y cuarzo. Este sedimento es cortado por un canal relleno, de dirección N 20° y sentido presumiblemente Sur, con dos subfacies de cantos. La que rellena el fondo del canal es gruesa y angulosa, cantos en tamaño medio más frecuente de 3-4 cm y tamaños máximos de 8-10 cms, con cemento carbonático y matriz limo-arcillo arenosa rojiza. La superior que colmata el surco, es una grava de pequeñas dimensiones, tamaños medios de 1-2 cm, homométrica y con cantos en contacto. Las litologías, de ambas subfacies, son similares a las de la unidad inferior, conteniendo además, en su espectrolitológico, costras calizas.

Limos rojizos a techo se cargan de carbonatos, dando una estructura fuerte laminar. Láminas de 2-3 cm hasta los 7-8 cm. Espesor máximo 0,50 m.

.Conviene destacar que las facies edáfico-sedimentarias que cubren este glacis externo de Campo de Montiel, se encuentran en otros puntos del ámbito geográfico de la Llanura manchega, en posiciones morfológicas diversas. Un buen ejemplo es el corte situado en la carretera de Las Pedroñeras a la Alberca de Zánacara, proximidades de la Loma del Hereje, en un relieve dominante jurásico (780-800 m) sobre la Llanura, en el borde SE de la Hoja de Belmonte, (689). Otro corte interesante es el localizado, sobre las margas verdes y rojas y calizas terciarias movidas, al pie de la alineación paleozoica del Cerro del Navajo, Cerro del Frontón, al Norte de Villarta de San Juan, próximo y en el camino, al Caserio La Sierra de la Solana, en cotas de 740-760 m. La unidad litológica de las costras laminares bandeadas está cubierta, cuando no

ha sido erosionada, por un limo arenoso-carbonatado rosado (7,5 YR 7/4 6 8/4).

En Campo de Calatrava, la superficie al aire de estos depósitos es lo que ha llamado MOLINA (1974, 1975 y 1976 oo.cc.), S_I . La superficie S_I , es para nosotros equivalente al glacis de acumulación del borde externo de la Plataforma morfoestructural de Campo de Montiel, al cual lo identificamos con el nombre de glacis con costra laminar bandeada.

En Campo de Calatrava el plano de erosión inferior de la S_I , está — constituido sobre un sustrato calizo terciario de alteración. Un horizonte argílico, de un suelo pardo rojizo (5 YR 6/8), está intercalado en la sucesión sedimentaria que da forma a la superficie S_I , en un talud, km 19, de la carretera de Malagón a Daimiel (MOLINA 1976 o.c.)

5.3.2. Los glacis y superficies de erosión de la Llanura manchega central y oriental.

Al principio de este apartado hemos dejado bien claro que el fondo — de la Mancha, la Llanura manchega, es un territorio morfoestratigráficamente — complejo, muy alejado de las ideas simplistas que imperaban hasta hace poco. Un aspecto conspícuo de su morfogénesis es la elaboración de superficies de erosión generalizadas, débilmente encajadas unas en otras, y apenas resaltadas sobre los planos topográficos inferiores de la Llanura. Esta circunstancia es la que ha dado el carácter de "llanura dilatada y con horizonte sin fin" a la Llanura manchega.

Sin embargo en una cartografía detallada, el paisaje de la Llanura —

manchega, se descompone, como hemos dicho, en una serie de formas morfológicamente distintas. Esto es lo que hemos intentado en la cartografía de la Figura V-6*, para mejor comprensión del lector, y al mismo tiempo nos va a servir, a nosotros, para la descripción de las formas y sus relaciones espaciales (Figura V-7).

• Un volumen inequívocamente destacado es la Plataforma de Campo de Criptana, contrafuerte mesozoico interpuesto entre el espigón más oriental de Montes de Toledo y las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira a la que pertenece. Es un relieve por denudación, de génesis antigua, con cota culminante a 777 m, que hunde sus raíces, al Norte, en los depósitos neógenos de San Miguel Esteban. En la vertiente que mira a la Llanura manchega se ha establecido un glacis de acumulación. Su superficie inferior está labrada en los sedimentos triásicos y tiene una cobertera poco potente, de 1 a 1,5 m, formada por cantos y bloques de caliza jurásica, subangulosos a angulosos, sin apenas matriz, cementados fuertemente por encostramientos de carbonatos que hacia el techo, se resuelven en una costra laminar muy gruesa. Su pendiente media es menor o igual al 1%, con una longitud máxima de 3,5 km, entre su punto más elevado, a 700 m, y su cota inferior a 662-663 m.

Para nosotros este glacis de acumulación con costra, está emplazado en el tiempo entre las superficies de erosión generalizadas de la Llanura manchega, y es coetáneo de otro glacis con costra, desarrollado al pie de la Plataforma de Tebar, al Oeste de El Picazo.

• La Superficie superior de la Llanura manchega, es una superficie de erosión generada en el Plioceno terminal o en el Cuaternario inferior más an-

* Ver mapa fuera de texto.

tíquo. Tiene un significado parecido al de la "Superficie General de La Mancha" de GARCIA ABBAD, (1975), pero no nos mostramos de acuerdo con el modelo conceptual propuesto, de vaciado de la Depresión, ni la época, Cuaternario medio. Nuestra concepción está más cerca de la de MOLINA (oo.cc.) y de su superficie S_{II} , con la salvedad de que nosotros no la consideramos una superficie de agradación y sí de erosión. Aunque evidentemente encostramientos y costras laminares tapizan irregularmente la superficie.

Nos apoyamos en la idea de una superficie de erosión por los siguientes hechos.

- . Facies canalizadas de conglomerados y areniscas del Plioceno superior, destacan, en relieve invertido, al Sur y oriente del Pantano de los Muleteros, en los lugares conocidos con los nombres de Casas del Monte Chico y Guijaral.
- . El glacis con costra laminar bandeada o S_{II} , ocupa topografías más elevadas, encajándose en él la Superficie superior de la Llanura manchega o S_I .

Es pues evidente, que el fondo de la Llanura manchega no es una superficie estructural de colmatación y por las conclusiones aportados en el Capítulo IV, acerca de la edad de relleno de la Depresión, las superficies más antiguas construidas, no representan las llamadas "finipontiense" o "postpontien—se".

La altimetría de la Superficie superior de la Llanura manchega y su

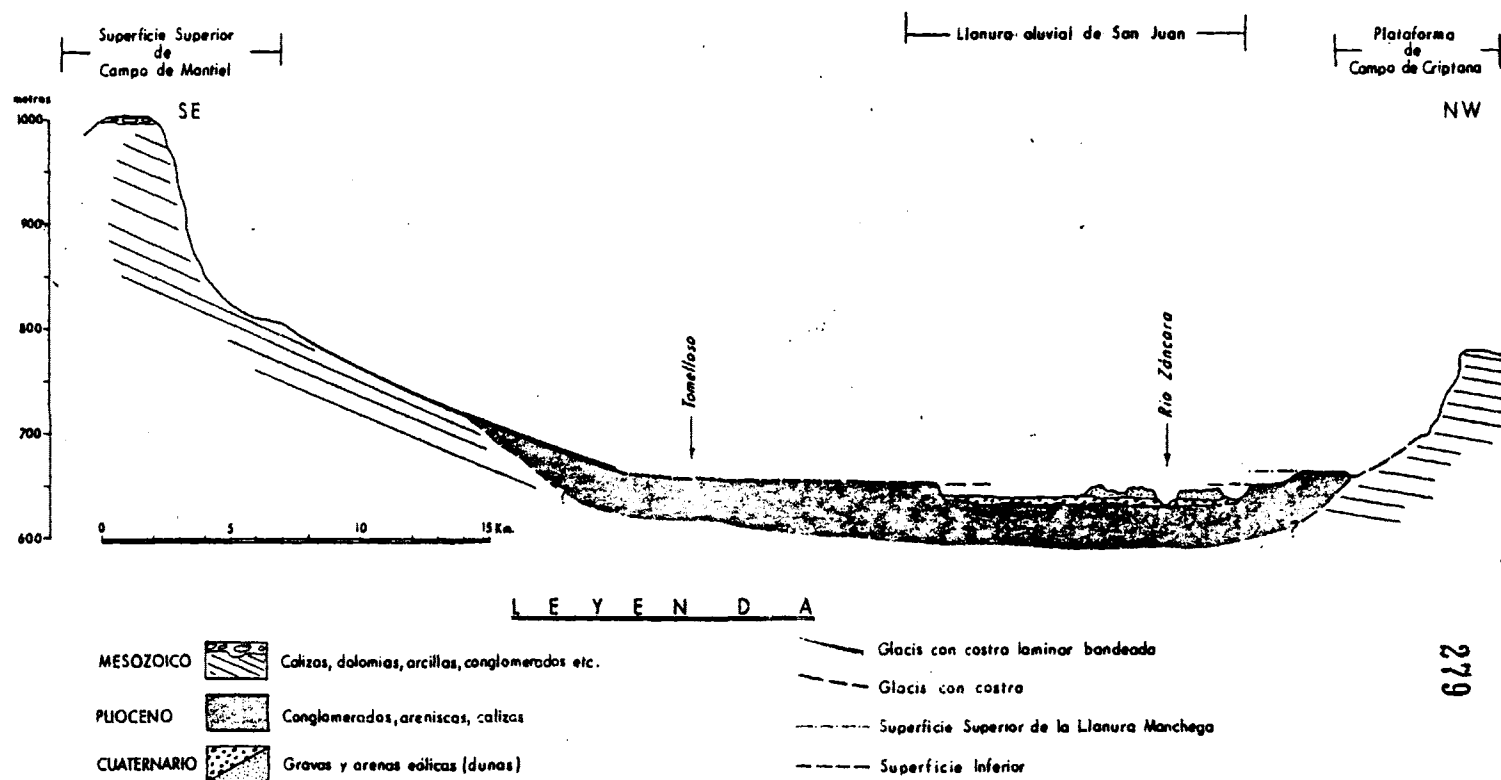


FIG.V-7.- PERFIL GEOMORFOLOGICO DEL CAMPO DE SAN JUAN

distribución geográfica es muy irregular. En la Llanura manchega más oriental apenas si está conservada. En el campo de Minaya serían las amplias plataformas calizas que, con altitudes entre los 734 y 720 m, sobresalen de las llanuras cubiertas por material aluvionar del río Júcar. A occidente están preservadas, al Sur de El Provencio, con cotas de 710 m. En Campo de Criptana y Alcazar de San Juan se sitúan en alturas absolutas de 670 a 650 m, para pasar, en Villarta de San Juan, a los 640-650 m. En Ciudad Real, según datos de MOLINA - (oo.cc), alcanza los 625-630 m.

La Superficie inferior de la Llanura manchega, está encajada de 6 a 10 m en la Superficie superior. Es otro plano de erosión generalizado en el Corredor manchego. Puede estar cubierto por costras laminares y encostramientos, aunque lo normal es encontrar un suelo pardo calizo, de las mismas características que los vistos en el nivel superior. Esta superficie acompaña, solidariamente, a la Superficie superior de la Llanura manchega, en su descenso hacia el Oeste. Parte de 725-730 m, en la región de La Roda, para alcanzar, en las proximidades de Villarta de San Juan, algo menos de 640 m. En estas zonas el Sistema fluvial del Guadiana, excava su valle en ella una decena de metros. Terrazas altas de este Sistema, del Pleistoceno medio inferior, pueden fosilizar sus bordes. Los abanicos aluviales de Campo de Montiel y el gran glacis de acumulación de Socuéllamos, vacían sus productos sobre esta superficie enmascarándola.

Los derrames fluviales del río Júcar, en las regiones nor-orientales de la Llanura manchega, pueden también fosilizarla. La edad de éstos depósitos por el yacimiento de Fuensanta, es del Pleistoceno medio inferior. Fecha similar a la propuesta para las terrazas altas del Sistema fluvial del Guadiana, en

la Llanura aluvial de San Juan.

5.4. LA PLATAFORMA MORFOESTRUCTURAL DE CAMPO DE MONTIEL

Denominamos así al extenso territorio calizo encerrado entre la Llanura manchega, los Llanos de Albacete, y los relieves dominantes, al SE y al Oeste, de la Sierra de Alcaraz y la Sierra de Alhambra. Este contorno desborda los límites impuestos por REVENGA (1960, págs. 127 y 128) al Campo de Montiel, debido a que el país conserva, en estos nuevos límites, idénticas características litológicas, morfológicas, estructurales, etc.

5.4.1. Las superficies de erosión encajadas

Ya LAUTENSACH (1967, o.c. p. 477) sugirió que en Campo de Montiel, además de la penillanura "post-pontienne", había superficies de erosión más antiguas preservadas en las zonas culminantes. ROMMERSKIRCHEN (1978), elabora unos modelos conceptuales basados en la disección primero del relieve y en su fosilización posterior, por los detríticos rodados de Campo de Montiel que considera Oligocenos.

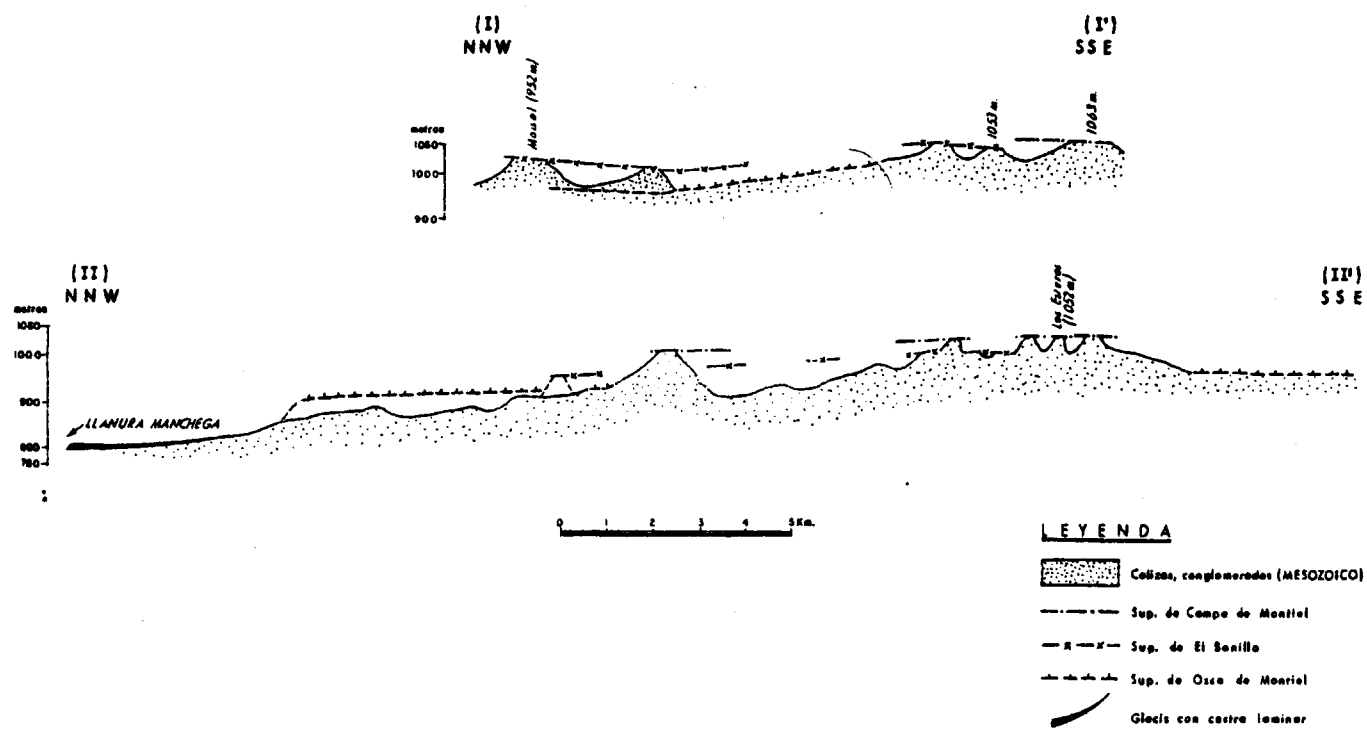
Nuestra impresión es otra. Pensamos que nos encontramos ante un relieve policíclico de superficies escalonadas, con niveles de base distintos y desniveladas por la tectónica.

Hemos escogido como laboratorio de campo un segmento de Campo de Montiel, comprendido entre Lezuza y el pantano de Peñarroya. Los estudios en el terreno y la cartografía realizada (ver el esquema geomorfológico, fuera de

texto, Figura V-8), nos han permitido diferenciar al menos tres superficies de erosión escalonadas (Fig. V-9).

. La más antigua, o Superficie superior de Campo de Montiel, está reducida a una serie de cerros de factura troncocónica, coronados por un pavimento de grandes cantos y bloques de cuarcita, relictos de materiales cretácicos eolizados durante el Cuaternario. Esta superficie tiene su punto culminante en los Barreros (1105 m). Un eje estructural de flexión, submeridiano, que llamaremos eje de El Bonillo, determina sendas inclinaciones - al WNW y al ENE, cuyo valor medio es del orden de 0,43%, en la dirección WNW. Relieves residuales de esta superficie son los cerros: Asaltado (1084 m), en las proximidades de El Bonillo, Los Esteros (1052 m), Velloso (1036 m), y Portachuelo (971 m), el más oriental. Estos cerros alineados, WNW, forman la divisoria de aguas de la Llanura manchega, en Campo de Montiel, y lo que es más importante, representan, junto con la superficie de erosión inferior, una cuspide o "cresta estructural", a lo largo de la cual las capas mesozoicas, y consiguientemente las superficies de erosión establecidas en ellas, caen hacia la Llanura manchega.

. La Superficie de El Bonillo, encajada de 20 a 40 m en la Superficie superior de Campo de Montiel, bisela los detríticos rodados y los estratos - liásicos estratigráficamente superiores. Es también una superficie residual, aunque al Este y SE de El Bonillo parece estar muy bien representada. En esas áreas su altitud absoluta es de 1040-1060 m, y en Portachuelo, al WNW, su cota es de 920-930 m. Cerros testigos de esta superficie son: Mirón (1041 m), - Cabeza Sagés (987 m), Cabeza de la Dehesa (973 m) y posiblemente Zahurdón - (931 m), situado al Oeste del valle del Guadiana, etc.



283

FIG. V-9.- LAS SUPERFICIES INTRATERCIARIAS, ESCALONADAS Y DEFORMADAS, DE CAMPO DE MONTIEL

. La Superficie de Ossa de Montiel es una planicie espectacular, trabajada en los tramos inferior y medio del Lías, en la zona de su máxima expresión. Tiene sus raíces más orientales a 980-1000 m, al Oeste de El Bonillo, y — discurre con pendiente uniforme hasta los 900 m en las proximidades del núcleo urbano de Alhambra, donde un proceso diferencial de excavación, la separa de los asomos paleozoicos de la Sierra de Alhambra. Reducidas mesetas del nivel superior salpican su superficie y el Guadiana Alto, al Oeste de Ossa de Montiel, labra un profundo surco de fondo travertínico, donde florecen las Lagunas de Ruidera.

Esta superficie soporta, en Ossa de Montiel, un afloramiento de calizas lacustres deformadas que pensamos que son sincrónicas con las Calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya (Capítulo IV).

Al otro lado de la "cresta estructural", la Superficie de Ossa de Montiel bascula al Norte con un gradiente de pendiente del 2%, y es posible — que calizas en bancos, bioclásticas, hayan frenado su desarrollo, — aparentemente, niveles estructurales por denudación.

. En esta cuenca-vertiente de Campo de Montiel a la Llanura manchega, otras formas, por el momento no muy bien comprendidas, se sitúan por debajo de las superficies generalizadas. Una de ellas, con cierta magnitud de expresión, es la que hemos cartografiado y llamado Plataforma del Pantano de Peñarroya. La caliza travertínica neógena, del Pantano de Peñarroya, la toca en posición topográfica ligeramente inferior.

El glacis con costra laminar bandeada contornea perfectamente el pai

saje mesozoico de Campo de Montiel, marcando una frontera muy precisa.

5.4.2. "La Raña"

En la cartografía geológica a E 1:200.000 de la Hoja de Tomelloso - (núm. 62), sobre el Jurásico y el Mioceno marino de Campo de Montiel, los autores han delimitado grandes manchas, de edad plio-cuaternaria, formadas por canturrales poligénicos. DUPUY DE LOME (1955), en la región de El Provencio - (715), dibuja en planta estos afloramientos, desde la región de Peñas de San Pedro - Alcaraz hasta los confines septentrionales de la Llanura manchega. Esta mezcla indiscriminada, de afloramientos y depósitos, le obliga a enunciar - que los mismos no se corresponden con la red actual y que además han debido - existir movimientos de báscula. El origen de estos materiales estaría en la de nudación de las formaciones silurianas.

Las cartografías geológicas recientes a E 1:50.000, segunda serie, si guen identificando a la mayoría de estos detríticos rodados con facies tipo Raña. La imprecisión morfológica es patente en todas las descripciones. ROIZ GARCIA (o.c) también asimila a La Raña, las coberteras detríticas que coronan a los cerros dominantes en la Hoja de Sotuelamos.

El aspecto en superficie es el de una masa de cantos, más o menos rubefactados, desprovistos de cualquier matriz, fuertemente esquizados, redondeados o subredondeados, a veces con patina brillante y con numerosas incisiones, "uñas", en las caras de los cantos.

Un par de muestreos, en afloramientos próximos al cruce de carreteras

de Villarrobledo - Albacete y Minaya - Albacete (Carro y Alto del Aguila), han dado un espectro litológico compuesto por: cuarcita (72 a 80%), cuarzo (19 a 28%), y en el Alto del Aguila, un 1% de caliza jurásica. Los tamaños se acumulan, en el 90%, en la clase 2-6 cm, y en Carro, el centilo, está en la clase 16-24 cm. La mediana en 2,5 ó 2,6 cm.

La posición morfológica de estos sedimentos es muy variable, como ya hemos comentado en el Capítulo III y en el apartado anterior, están sobre los cerros testigos de la superficie más antigua de Campo de Montiel, como coluviones en formas de ladera o sobre suelos rojos con horizonte carbonatado diferenciado, en la gran plataforma de Lezuza. También los hemos encontrado, como derrames aluviales, orlando algunos relieves dominantes, en la Hoja de Munera.

En numerosos puntos costras laminares los fosilizan. En otros, proximidades de Masegoso e Ituero, provienen de la alteración de los conglomerados y molasas del Mioceno marino.

Todos estos materiales derivarían, cuando no están in situ, de un -- alluvial fan (ELIZAGA 1979 y 1980, en prensa), con subfacies bien definidas, de edad albiense. La evolución posterior de la plataforma de Campo de Montiel, ha modificado profundamente ese paisaje primitivo, la distribución de los afloramientos y la textura de los depósitos, inclusive los que se conservan en su posición original.

Curiosamente podemos afirmar, que en los itinerarios realizados por Campo de Montiel, no hemos podido reconocer, por su facies o por el contexto morfológico, ningún afloramiento como La Raña.

Lo que sí es cierto, es que La Raña en Campo de Calatrava, MOLINA , PEREZ-GONZALEZ y AGUIRRE (1972), está bien definida. Al Sur de Caracul las - gravas y cantos de La Raña descansan en las tablas calizas superiores del terciario lacustre. MOLINA (1975) emplaza La Raña entre sus superficies S_I y S_{II} .

5.5. EVOLUCION, EDAD Y EQUIVALENCIAS

5.5.1. Las viejas superficies intraterciarias

.Coincidimos plenamente con GARCIA-ABBAD (1975, p. 369), en que la primera superficie erosiva reconocida en su área de estudio, corresponde al ciclo de la Unidad Detrítica superior (Capítulo III). Esta superficie de erosión, posteriormente retocada durante el Neógeno, enrasa con los depósitos terminales calizos de Olivares de Júcar. La Plataforma de Tebar (900 m) es un relieve conservado de esta superficie, disecada y colmatada, localmente, por los procesos erosivos y deposicionales, más modernos, pliocenos. No nos cuesta mucho trabajo identificar esta superficie con los relieves residuales de la Superficie superior de Campo de Montiel (1.100 m a 970 m). De esta forma los detríticos rodados de Campo de Montiel, guardados en esta alta planicie, lógicamente, al menos, son de edad pre-Unidad Detrítica superior.

En la Cordillera Ibérica occidental (SCHWENZNER 1937) la superficie más antigua encontrada, Dachfläche, también muy residual -Pico de Ministra - (1.309 m), Loma de San Sebastian (1.289 m), Loma de San Cristobal (1.213 m)- pertenecería al ciclo de erosión comprendido entre el Oligoceno medio y el Mioceno temprano. Para GLADFELTER (1971 p. 72), la Dachfläche es equivalente

a su superficie A.

No creemos pecar de atrevidos si consideramos a todos estos restos, como parte de un mismo plano. Su ciclo evolutivo comenzaría después de la fase paroxismal Castellana (probablemente post-Arverniense inferior, DIAZ MOLINA, 1978) y continuaría hasta el Ageniense. Estas fechas son extraordinariamente similares a las propuestas por SCHWENZNER (1937 o.c.) para su Dachfläche. El análisis de los depósitos correlativos, al desmantelamiento y aplanamiento de los macizos circundantes, y del contenido faunístico de la Unidad Detrítica superior, en la Mesa manchega, han permitido a DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (1980 p. 165) - aseverar la "existencia de un clima húmedo y calido.... con una mayor aridez hacia el centro de la cuenca" y a sugerir una progresiva degradación de la cobertura vegetal, en el tránsito de la Unidad Detrítica superior y la Unidad terminal.

• Es la fase Neocastellana (post-Ageniense superior - DIAZ MOLINA, 1978 o.c.), probablemente situada en el límite entre el Ageniense y el Orleaniense - (DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ, 1980 o.c.), la responsable de la nueva energía - potencial para comenzar un nuevo ciclo de erosión. A este nuevo ciclo de erosión se corresponde la Superficie de El Bonillo (1.060 a 930 m), en Campo de Montiel. Sin poder afirmar taxativamente lo que vamos a decir a continuación, - itinerarios realizados, a lo largo y ancho de esta superficie, parecen demostrar que los depósitos marinos de El Ballesteros reposan sobre ella. Estas facies, de ambientes litorales someros, han sido detectadas desde el Langhiense superior al Serravaliense superior - Tortoniense basal (CALVO, 1978).

los sedimentos continentales de la Unidad Terminal* (GARCIA-ABBAD, 1975 o.c.) van colmatando la cuenca, hasta culminar con las "calizas lacustres del páramo".

Tentativamente equiparamos la Superficie de El Bonillo, con la M₃ - de SCHWENZNER (1937, o.c.) o Superficie B de GLADFELTER (1971 o.c.) que se sitúa, generalmente, en ese borde noroccidental de la Cordillera Ibérica, entre cotas de 1.100 y 1.235 m.

.La Superficie de Ossa de Montiel (980 a 900 m), aparentemente, con los datos actuales, no tiene correspondencia con otras superficies conocidas, dentro del ámbito geográfico que estamos tratando.

Su ciclo de erosión comenzaría a continuación del cierre del Estrecho Nordbético, coetáneo con la última fase de compresión del Prebético externo, en el Serravaliense superior-Tortonense inferior (CALVO, ELIZAGA, LOPEZ MARTINEZ et al, 1978). Calizas lacustres y facies fluviales rojas descansan, sobre esta superficie, en Ossa de Montiel. Estos materiales los hemos incluido, en un mismo cesto, con las calizas del Castillo de Peñarroya. A ambas facies las conocemos con el nombre de Calizas Travertínicas del Pantano de Peñarroya. Su edad es problemática. Estarían comprendidas entre el Vallesiense su-

* Queremos recordar que desde nuestra posición, la Unidad Terminal (s.s.) engloba materiales de edad diversa, incluidos los del Plioceno superior de la Llanura manchega. Aún respetando el término, hay que darle el sentido de materiales depositados entre el Mioceno inferior y posiblemente el Plioceno inferior-medio (Rusciniense). Buenas representaciones de estas series pueden observarse en la carretera de Villarejo de Periesteban a Altarejos, al Norte de San Lorenzo de la Parrilla (VILAS y PEREZ-GONZALEZ, 1971), en La Huerta de la Obispalia, etc. Serían las series que DIAZ MOLINA (1974), en Carrascosa del Campo, llamó del Mioceno medio-superior.

M.a.	Serie	Edades	SUPERFICIES		Depositos correlativos y procesos técnicos	Unidades que las fossilizan
			Campo de Montiel	Cordillera Iberica		
0	PLIOCENO					
2						
4		RUSCI NIENSE				
6		TUROLIENSE	Superficie de Ossa de Montiel			Calizas travertínicas del Pantano de Peña rraya (afloramiento de Ossa de Montiel)
8	MIOCENO		↓ (?)			
10		VALLE SIENSE				
12		ORLEANIENSE				
14		ARAGONIENSE				
16	OLIGOCENO	ARAGONIENSE	Superficie de El Bonillo	↑ (?) Superficie de la Meseta 3 ó Superficie B	Unidad Terminal o series de las cuestas de la Cuenca del Tajo Cierre del Estrecho Nordbetico	Depósitos marinos (Campo de Montiel)
18		ORLEANIENSE			(Fase Neocastellana)	
20		AGENI- ENSE	Superficie Superior de Campo de Montiel	Dachfläche o Superficie A	Unidad Detritica Superior	
22		ARVERNIENSE			(Fase Castellana)	
24						
26						
28						
30						
32						

CUADRO V-1.- SUPERFICIES DE EROSION INTRATERCIARIAS,
SEDIMENTOS CORRELATIVOS Y MATERIALES QUE
PARCIALMENTE LAS FOSILIZAN

perior (yacimiento de Híjar I, CALVO, ELIZAGA et al, o.c.) y el techo de las Calizas del río Júcar, de edad rusciniense (yacimiento de la Marmota). El ciclo - de erosión del aplanamiento de Ossa de Montiel sería pues, del Mioceno superior.

Los sedimentos de las cuencas, en la Depresión intermedia y en la Cuenca del Tajo, y las asociaciones faunísticas halladas en el Mioceno medio, parecen demostrar un clima "más continental, menos húmedo y con bosque probablemente esclerófilo" (CRUSAFONT, 1954, p. 100), en las Mesetas Castellanas. Esta tendencia a la aridez y a la deforestación (DÍAZ MOLINA y LOPEZ MARTÍNEZ, 1980 o.c.), se inició ya a principios del Mioceno. Aunque una zonación altitudinal - climática, es posible. En las zonas altas, un mayor ambiente de humedad reinaría.

Hacia el Mioceno superior un periodo más húmedo, de características , sin embargo, semiáridas, se instaura en las Mesetas.

El Cuadro V-1, es un intento de correlación de las superficies de erosión de dos segmentos de los marcos montañosos, que bordean a la Submeseta meridional. También hemos situado los depósitos correlativos a las morfogénesis de las superficies, los eventos tectónicos mayores y los cuerpos sedimentarios que parcialmente las fosilizan.

5.5.2. Las superficies plio-pleistocenas

En un espacio de tiempo relativamente corto, 1,5 a 2 millones de años, un apretado paquete de procesos y depósitos, se originan en las Mesetas Castellanas. Sucede, a la sedimentación de las "calizas lacustres del páramo" o a

las Calizas del río Júcar de edad rusciniense en su techo, la construcción de la 1ª Superficie poligénica que es, para nosotros, la Superficie de la Meseta 2 (SCHWENZNER, 1937, q.c.), la Superficie C de GLADFELTER (1971, q.c.) y la Planicie superior de Piedemonte, en el pie meridional de las Sierras de Gredos y Guadarrama, de PEDRAZA (1978). Su equivalente, en Montes de Toledo, es el Piedemonte superior. En las regiones periféricas a la Llanura manchega no la hemos encontrado, aunque podría estar representada en algunos planos erosivos, que afloran, exhumados, al Sur de Villarrobledo.

La cronología de la 1ª Superficie poligénica está relacionada, muy directamente, con dos eventos: el fin de la deposición de las "calizas del páramo" y el principio de la sedimentación fluvio-lacustre subsiguiente. Estos límites no están todavía perfectamente fijados. Pero sabemos que ocupan un espacio temporal, entre el Rusciniense superior y la base del Villafranquiense inferior. En otras palabras entre los 3,5 y 3 millones de años. Un yacimiento revelador es el de Layna (CRUSAFONT, AGUIRRE y MICHAUX, 1969). Nuestra opinión ha sido siempre que el relleno kárstico de Layna es posterior a la Iberomanche ga I y contemporáneo con la 1ª fase de karstificación pliocena, en las calizas lacustres de la Alcarria (AGUIRRE, DIAZ MOLINA y PEREZ-GONZALEZ, 1976).

La revisión de los géneros de Stephanomys (CORDY, 1978) y Trilophomys (BRANDY, 1979), han llevado a esos autores a rejuvenecer el yacimiento de Layna. Su posición estaría más próxima al límite Rusciniense-Villafranquiense inferior (biozonas de mamíferos MIN15 y MIN16).

La 2ª Superficie poligénica se establece inmediatamente después de la Iberomanche ga II (PEREZ-GONZALEZ, 1979) y de la sedimentación de las Series

Rojas de la Mesa de Ocaña y de las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo - del Júcar, con sus equivalentes laterales de las Calizas y Margas de Minaya. - En Campo de Calatrava y Llanura manchega occidental es la S_I de MOLINA (1975), y en la Llanura manchega, central y oriental, el glacis con costras laminares bandeadas y multiacintadas.

No es nuestra intención entrar en un análisis detallado acerca de la génesis de las "costras carbonatadas" y de las alteraciones sobre el "páramo calizo" y Montes de Toledo. Nuestros datos (ver Capítulos anteriores), son coincidentes con los de VAUDOUR (1971, 1974, 1975, 1979) y MOLINA (1976, 1977 y 1978). Sin embargo es necesario remarcar algunos hechos.

- . Insistir sobre el carácter no zonar de las costras carbonatadas*; es decir no caracterizan una zona climática en particular. Se han podido formar en áreas con precipitación media anual entre los 100 mm y los 1200 mm. Pero nosotros, como DURAND (1975, p. 131), pensamos que las costras zonares pliocenas de las Mesetas, tienen un significado climático concreto, lo que explica, no solamente su extensión sino también su identidad de facies, independientemente en cierta medida, del contexto geomorfológico en que estén situadas.

- . Nuestras costras son poligenéticas (ZUIDAM, 1975 y 1976) y maduras (GOUDIE, 1973), y como bien ha demostrado MOLINA (1976, o.c.) no todos los fenómenos de movilización de carbonatos son debidos a procesos edáficos.

* Una buena revisión del origen, significado y distribución de los caliches - es la realizada por REEVES, 1976.

Una componente sedimentaria mayoritaria es evidente en todos los cortes realizados: arenas limo—arcillosas transportadas por arroyamiento, regueras (rills) rellenas por cantos y gravas subangulosas, que incluyen clastos de costras arrancados de los perfiles topográficamente superiores, etc.

• La paleoclimatología de estas épocas es todavía algo imprecisa. Hay que excluir de todas formas un clima tropical "caolinizante" (VAUDOUR, 1979, - p. 112, o.c.), para la fase mayor de karstificación y durante el tiempo de formación de la 1° Superficie poligénica. Los minerales arcillosos de la Terra rossa y de la costra clástica roja (cortes de los Santos de la Humosa, Las Canteras, Villarrubia de Santiago y Canto Melonero), tienen una asociación de illita — abierta dominante, caolinita subdominante o en trazas. En los minerales ligeros se conservan los feldespatos e inclusive las micas (Canto Melonero), en los perfiles de alteración. Tenemos pues que coincidir con VAUDOUR (o.c.) en que las hidrólisis han sido moderadas, más propias de un régimen climático mediterráneo alternado (MILLOT, 1967), relativamente calido y húmedo, tal como también lo sugieren MOLINA y BLANCO (1980) para estos tiempos en la Meseta meridional.

Estas condiciones continuaron de una manera general, durante la morfogénesis de la 2° Superficie poligénica y de sus depósitos asociados. Pero en un ambiente mucho más árido, sin perder su carácter estacional, lo que determinó una reducción de la cobertura vegetal.

Ya hemos dicho recientemente (PEREZ-GONZALEZ, 1979), que con la formación de la Superficie multipoligénica, hace unos 2,5 millones de años, comienza para nosotros el Sistema cuaternario.

Las cuencas tectónicamente activas, como las del Tajo y Duero, empiezan a "vaciar" por impulsos de esa inestabilidad tectónica y por las condiciones climáticas alternantes, elaborándose un modelado de disacción condicionado a esos dos factores.

. El Piedemonte inferior, La Raña, sería en parte la Superficie de la Meseta I (SCHWENZNER, 1937 o.c.). En la Cordillera Ibérica, rama Castellana, - GLADELTER (1971 o.c.) piensa que su Superficie D, pueda ser contemporánea con el depósito de las rañas que se produce en el interior de la Cuenca terciaria del Tajo. La Raña es sensiblemente un glacis de acumulación, cuyos materiales se apoyan sobre un substrato alterado y soportan un suelo muy lavado o plano—sol. Su desarrollo se corresponde a un régimen climático estacional, mediterráneo semiárido (MOLINA, 1975 o.c.). Para VAUDOUR (1969 y 1979 o.c.), La Raña, - nos indica una ruptura del equilibrio bioclimático en un clima fresco o frío - sobre todo en altitud.

Su edad podemos fecharla entre los 2,5 y 2 millones de años.

. Las Superficies penetrativas, son las "rampas arenofeldespáticas" de VAUDOUR. Las hemos relacionado, muy tentativamente, con la S_{II} de MOLINA (1975 o.c.) o Superficie superior de la Llanura manchega. Las características de estas superficies y los escasos depósitos asociados, no nos permiten asegurar - gran cosa acerca de su origen. En el valle del Tajo, se disponen, sobre todo - cuando hunden sus raíces en los bordes de la Cuenca, como glacis contruidos sobre sedimentos blandos.

Los cortes estudiados parecen demostrar que la elaboración de estas

M.a.	Serie	Región de Madrid, Alcarria Mesa de Calanque y Ocaña	Plataforma externa de Madrid de Toledo y Valle del Tago	Valle del Júcar, Llanura Manchega y Campo de Montiel	Nomenclatura equivalente	Yacimientos afloramientos denominaciones	Procesos y sucesos tectónicos
0,5	PLEISTOCENO VILLAFRANQUESE RUSCINENSE PLIOCENO			Sistema aluvial del río Júcar		<u>Fuencaliente</u>	
1		1ª Terza +150-160 m.	1ª Terza +125-130 m./ +160-170 m.	Superficie inferior de la Llanura Manchega	< Vertientes glacia, PEDRAZA (1978)	< Perfil de Motanzen, Los Arenales, Palas.	encastramientos/coscos laminares, suelos rojos
2		Superficies penetrativas <u>La Peña</u> 2ª Superficie poligénica (Corteza laminar bandada)	Formas de enlace (Glaci) Superficies penetrativas <u>La Peña</u> Corteza laminar bandada	Superficie superior de la Llanura Manchega <u>La Peña</u> (Campo de Calatrava)	< Rampas arcos-fricción, VALDOURN S2, MOLINA (1975) < M1, en parte, SCHWENZ (1937) < D. GLADFELTER (1971) < S2, MOLINA (1975)	< Sup. de Burgos, Fuencaliente-Naval- carrosa, campo de Griñón, etc. < Colmenar Villarrubia de Santiago	encastramientos/coscos laminares planosel ? alteración Hidromorfia Kartf. mayor Iberomanchega II
3		1ª Superficie poligénica (Corteza clásica roja)	Pedimento superior (Corteza clásica roja, Surcos rellenos)	Glacia con construcción laminar bandada Calizas y margas de Minaya	< M2, SCHWENZNER (1937) < C. GLADFELTER (1971) < Mancha sup. de pedimento PEDRAZA (1978)	< <u>Valdegonzalo I o IV</u> <u>Pueblo de Almaraz</u> <u>Villarrubia de los Ojos</u> <u>Layna</u> , Sta. de la Humosa, Canto Melanero, etc.	Fluvial y lacustre Hidromorfia Kartf. mayor Iberomanchega I
4		Calizas lacustres del Páramo	Calizas lacustres (?)	Calizas del río Júcar Calizas Trazonillicas del Páramo de Páramo		<u>La Marmota</u> <u>La Montaña</u>	Alteración en las macizas circundantes
5							

CUADRO V-2.- CUADRO DE CORRELACION Y EQUIVALENCIAS DE LAS SUPERFICIES INTRAPLIOCENAS
EN LA SUBMESITA MERIDIONAL

superficies se han realizado por migración lateral de corrientes semijerarquizadas, paleocanales de dimensiones modestas, que drenaban hacia el Oeste. Este drenaje deficiente, ayudado además por las débiles pendientes, nos parece más propio de un clima mediterráneo alternado, muy próximo, en valores medios anuales, al actual o inclusive con menores precipitaciones.

. De la Superficie inferior de la Llanura manchega tan sólo podemos decir que el Sistema aluvial del río Júcar (Cuaternario medio inferior), la fosiliza. Tanto la Superficie inferior como la Superficie superior de la Llanura - manchega están deformadas solidariamente.

El Cuadro V-2, es una aproximación ordenada, de procesos y sucesos - en distintos ámbitos de la Submeseta meridional. Es en definitiva un intento - de correlación entre la Llanura manchega, el borde externo de Montes de Toledo y la Cuenca del Tajo.

CAPITULO VI

EL CUATERNARIO: DEPOSITOS Y YACIMIENTOS

I N D I C E

	<u>Págs.</u>
6.1. LAS TERRAZAS	VI-1
6.1.1. Valle del río Júcar	VI-1
- Terraza de +100-120 m.	VI-1
- Terraza de +80-100 m.	VI-5
- Terraza de +25-30 m.	VI-20
- Terraza de +7-10 m.	VI-23
- Llanura aluvial (+2-5 m) y cauce actual	VI-24
- Resumen y conclusiones	VI-25
6.1.2. El sistema fluvial del río Guadiana	VI-32
- Las terrazas del río Rus	VI-32
- Valle abandonado de Santiago de la Torre.	VI-45
- Los depósitos aluviales del Sistema fluvial del río Guadiana aguas abajo de El Provencio y antes de la Llanura de San Juan	VI-48
- Sumario	VI-52
- El sistema fluvial del río Guadiana en la Llanura de San Juan	VI-57
6.1.3. El río Guadiana en el límite occidental de La Mancha.	VI-64
- El yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatra- va	VI-67
6.1.4. Las terrazas de los ríos Jarama, Henares y Manzanares Cuenca del Tajo	VI-69
- Valle del Jarama	VI-70
- Valle del Henares	VI-76
- Valle del Manzanares	VI-78
6.2. EL SISTEMA DE CAMPO DE MONTIEL	VI-82
6.2.1. Abanicos aluviales	VI-83
- Litoestratigrafía de los conos aluviales	VI-84
- Los abanicos aluviales de la Cañada del Verduzal..	VI-85
- Los abanicos aluviales del río Guadiana Alto	VI-87
- Composición mineralógica	VI-89

	<u>Págs.</u>
6.2.2. Terrazas	VI-90
- Río Córcoles	VI-90
- La Cañada de lo Ancho	VI-91
- La Cañada de Valdelobos	VI-91
6.3. LAS DUNAS INTERIORES Y LAS ARENAS DE ORIGEN EOLICO	VI-94
6.3.1. Posición geográfica.....	VI-94
6.3.2. Tamaño de grano y características de la distribución .	VI-95
6.3.3. Color	VI-112
6.3.4. Mineralogía	VI-112
- Morfología de los granos de cuarzo.....	VI-114
- Definición de las características mineralógicas....	VI-117
- Sector de Rubielos Bajos (Sector A)	VI-117
- Sector de Casas de Benítez-Sur de Casas de Guijarro Casas de los Pinos (Sector B).....	VI-118
- Sector de Villarrobledo-Embalse de los Muleteros-El Provencio (Sector C).....	VI-119
- Sector zona externa de Campo de Montiel (Sector D).	VI-120
- Sector llanura de San Juan (Sector E).....	VI-121
- Diferencias y semejanzas entre los distintos secto- res y procedencias.....	VI-123
6.3.5. Resumen y conclusiones.....	VI-128

CAPITULO VI

EL CUATERNARIO: DEPOSITOS Y YACIMIENTOS

6.1. LAS TERRAZAS

Vamos a ordenar los datos que poseemos partiendo en primer lugar, de los depósitos originados por las arterias fluviales que drenan la Llanura manchega: río Júcar, río Rus y río Guadiana.

En segundo lugar analizaremos el río Guadiana y su afluente el Jabalón, en Campos de Calatrava. Finalmente trataremos, muy sintéticamente, las terrazas de los ríos Henares, Jarama y Manzanares, en la Cuenca terciaria del Tajo.

6.1.1. Valle del río Júcar

- Terraza de +100-120 m.

Está localizada, preferentemente, al Este del angosto y profundo valle labrado por el río Júcar, en las calizas cretácicas del anticlinorio de Tebar - Alarcón (GARCIA-ABBAD, 1975). Al Norte de Alarcón, estos depósitos aluviales, -

están en el Cerro San Marcos (853 m) y en las inmediaciones del km 2, de la carretera que une Alarcón con la nacional Madrid-Valencia. Al Sur son las amplias plataformas de Vallejo del Niño (846 m), Alto de la Canaleja (834 m) y la gran superficie que desde Carrascal (838 m) penetra hacia mediodía, bordeando los núcleos urbanos de Rubielos Altos y Rubielos Bajos.

En la margen derecha del río Júcar dos pequeños retazos se han conservado, en El Villar y al Oeste de Casa de la Barga.

Los espesores de estos materiales fluviales no parecen sobrepasar los 5 m. En la parte superior un horizonte A pedregoso, de potencia variable, puede cubrir los restos de un horizonte B, de hasta 0,40-0,50 m, texturalizado de estructura poliédrica mediana o prismática, con argilanes continuos, moderadamente espesos o delgados, de consistencia ligeramente duro. Son suelos rojos (10 R 4/8-4/6, 2,5 YR 4/8), que descansan sobre un horizonte carbonatado, CCa, de estructura laminar muy gruesa, entre 3 y 5 cm de espesor de las láminas con un máximo de 10 cm; en profundidad este horizonte se resuelve en un encostramiento no laminar que puede alcanzar los 1,5 m de potencia.

La costra laminar está constituida por micrita con escasos granos de cuarzo, y con un porcentaje en óxido de calcio próximo al 55% y de magnesio menor del 1%.

Los cortes visitados están compuestos por cantos en tamaño grava y matriz arenosa en escasa proporción. Las intercalaciones de dunas arenosas son poco potentes, máximo 15-20 cm, y la arena se acumula, por lo general, en los tamaños de arena media (entre 420 y 250 micras). El porcentaje de limo más

arcilla no supera el 10%.

. En dos muestreos de cantos, uno en la terraza próxima al km 2 y otro en el Vallejo del Estudiante, al NO de Carrascal, los espectros litológicos — (Cuadro VI-1) han dado una composición mayoritaria de: cantos calizos (64 a — 67%), seguidos de las cuarcitas (26 a 28%) y los cuarzos (9%). La distribución de tamaños (Cuadro VI-2), según el eje mayor, es claramente unimodal, agrupándose en la clase 20-40 mm, entre el 69 y el 73% de los cantos medidos. La forma de los cantos es subredondeada, dominando en las cuarcitas los cantos fracturados. El centilo en cuarcita o caliza puede alcanzar los 14 cm. El Cuadro - VI-3, recoge la composición litológica según las clases establecidas.

MUESTRA	Km 2	VALLEJO DEL ESTUDIANTE
ELEMENTOS	%	%
Caliza	64,5 (4,65)	67,5 (11,85)
Cuarcita	26,5 (13,20)	23,5 (27,65)
Cuarzo	9,0 (11,11)	9,0 (11,11)

CUADRO VI-1. Espectro litológico.(4,65) porcentaje de cantos fracturados.

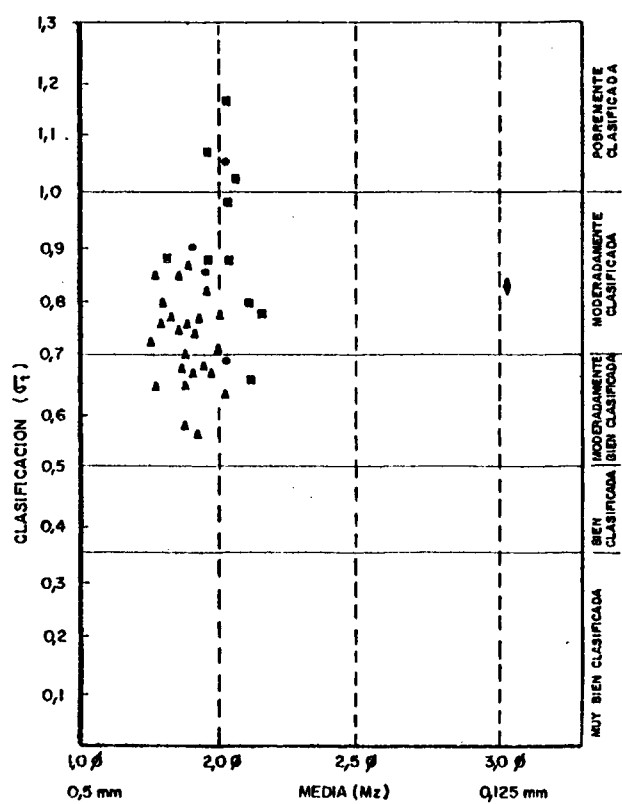


FIG. VI-18 - DIAGRAMA TAMAÑO-CLASIFICACION (FOLK, 1971)
DE LOS DEPOSITOS DE ORIGEN EOLICO DE LA
LLANURA MANCHEGA.

◆ Loees ✕ Entre 10 y 20% de Limo + Arcilla
▲ < 10% Limo + Arcilla ■ > 30% Limo + Arcilla

305

MUESTRA	Km 2	VALLEJO DEL ESTUDIANTE
mm	%	%
20-40	73,5 (5,44)	69,0 (13,76)
40-60	20,0 (12,5)	20,5 (19,51)
60-80	5,5 (18,80)	8,5 (23,50)
80-120	1,0	2,0

CUADRO VI-2. Distribución granulométrica.

MUESTRA	Km 2				VALLEJO DEL ESTUDIANTE			
ELEMENTOS	2-4	4-6	6-8	8-12	2-4	4-6	6-8	8-12
Caliza	64,62	62,5	72,72	50,00	67,40	70,73	64,70	50
Cuarcita	25,85	30,0	18,18	50,00	21,00	24,40	35,30	50
Cuarzo	9,53	7,5	9,10	-	11,60	4,87	-	--
SUMA	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

CUADRO VI-3. Composición litológica. Tamaño Ø en cm.

306

. La composición mineralógica principal de los minerales densos es de, turmalina (62 y 76%), seguida muy secundariamente por la estaurolita o el circón. Otros minerales estables, en los dos análisis efectuados, apenas si están representados. La relación opacos de alteración-opacos naturales puede ser mayor de 2. En los ligeros el cuarzo y el carbonato son los más abundantes y los feldespatos están prácticamente ausentes.

- Terraza de +80-100 m

Está bien diferenciada entre El Picazo y Alarcón, sobre todo en la ribera derecha. Ocupa cotas de 820 m al Sur de Alarcón y de 790-800 m en Casa de la Barga. En la otra margen del río tiene también amplio desarrollo entre Peña del Sestero y Rubielos Altos, en altitudes comprendidas entre los 780 y 800 m. La base de los depósitos aluvionares unas veces es la caliza mesozoica y otras las series terciarias o indistintamente como ocurre con la terraza de Rubielos Altos.

Aguas abajo, en El Picazo, la terraza pierde cota relativa con respecto al cauce actual del río Júcar y se sitúa a +60-80 m. En posiciones más meridionales, Fuensanta, su altitud sobre el fondo del valle es aproximadamente de +60 m. Las cotas absolutas oscilan entre los 760-770 m, al Oeste de El Picazo y los 720 m en Fuensanta.

Su distribución espacial presenta unas características muy alejadas de los modelos fisiográficos de las terrazas típicas. Además de seguir, la cartografía de los afloramientos, la traza del cauce actual, este cuerpo fluvial profundiza ampliamente en la Llanura manchega, hasta Villarrobledo y El Pro—

vencio, encajado una decena de metros en las plataformas calizas pliocenas. Esta gran unidad sedimentaria es la que se denominó, durante los trabajos de confección de las Hojas Geológicas de Minaya y Villarrobledo, en 1.974, Sistema aluvial del río Júcar (PEREZ-GONZALEZ, 1978).

Se han realizado diversos cortes y muestreos en este manto aluvial, los más interesantes, por su posición y por la bondad de sus afloramientos, son los que describimos a continuación.

. Perfil de Fuensanta.

Canteras al Sur de Fuensanta, en la zona comprendida entre Loma Ta—berneros y la carretera La Roda-Montalbos. Numerosas explotaciones para áridos — se benefician en este sector de los depósitos cuaternarios del Sistema aluvial del río Júcar. La cota aproximada del techo de la terraza es de 720 m, a +60 — 70 m del cauce actual del río Júcar.

- a) Basalmente, al menos, 8 m de una sucesión fluvial compuesta por varios ciclos, se pueden identificar hasta 4, de tendencia grano decreciente. Estos ciclos pueden acabar con canales rellenos de dimensiones métricas que comienzan con depósitos de fondo de canal, channel lag, y acaban cuando no están decapitados, con delgadas hiladas masivas de limo-arcillas micáceas pardo rojizas — (5 YR 7/8-6/8) o amarillentas (10 YR 7/6). Los sets arenosos raramente alcanzan los 0,50 m de espesor y por lo general se clasifican en las arenas medias y finas, con escasísimo porcentaje de limo más arcilla (menor de 0,062 mm). Las barras de gravas, con

308

potencias medias superiores a los niveles arenosos, tienen matriz en tamaño arena y microconglomerática. Las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno son del tipo de estratificación cruzada planar a gran escala. Corona a estos depósitos un limo pardo carbonatado con espesor de 1,50 a 2 m.

- b) En parte desarrollándose sobre los limos pardos, aparece una costra laminar micrítica muy gruesa (láminas entre 3 y 5 cm), rota, de estructura fuerte y de consistencia muy dura con porcentajes - en óxidos de: 5,45% de SiO_2 , 50,30% de CaO y 1% de MgO . Espesor máximo visto 0,60 m.
- c) Preservado en depresiones excavadas en el nivel anterior e inclusive en los limos pardos carbonatados, existe un suelo rojo con un horizonte Bt de textura arcillo-arenosa, que rompe en bloques angulares medianos, de consistencia duro y con cutanes moderadamente espesos y continuos (10 R 4/8). Puede alcanzar los 0,60 m de potencia. El horizonte A, pedregoso, de este suelo, está totalmente descarbonatado, es de color blanco y tiene una potencia de 0,30 m.
- d) Encima y apoyándose, indistintamente, sobre la costra laminar o los horizontes A y B del suelo anterior, reposa un producto coluvionar con un 60 a 70% de cantos y matriz limo-arcillo arenosa. Debiles iluviaciones de arcilla se observan en su parte inferior. Espesor máximo 0,70 m.

309

. los cantos.

En los tres muestras de cantos, dos en Fuensanta y uno en el afloramiento de la bajada de Villagordo, los espectros litológicos han revelado que la caliza es el elemento mayoritario (50 a 64%) y dentro de ella la que procede de rocas mesozoicas, seguida de la cuarcita (24 a 39%) y el cuarzo (4 a 18%). La cuarcita es la que está más fracturada (37%). La distribución granulométrica es en todos los casos la de un depósito unimodal que se acumula en la clase - 20-40 mm. El centilo de las tres muestras es de 96 mm en cuarcita.

En los cuadros VI-4, VI-5 y VI-6, están reflejados estos resultados, además de la composición litológica por clases granulométricas de la muestra - Fuensanta 2.

MUESTRA	BAJADA A VILLAGORDO	FUENSANTA 1	FUENSANTA 2
ELEMENTOS	%	%	%
Caliza mesozoica	57	50)
Caliza neógena	7	7) 50 (18)
Cuarcita	32	24) 39 (37)
Cuarzo	4	18) 11 (13,63)
Costra	-	1	-

CUADRO VI-4. Espectro litológico. (18) porcentaje de cantos fracturados.

310

MUESTRA	BAJADA A VILLALGORDO	FUENSANTA 1	FUENSANTA 2
mm	%	%	%
20-40	93,0	90,0	70,5 (23,40)
40-60	6,0	9,0	27,5 (29,09)
60-80	1,0	1,0	2,0 (25,00)

CUADRO VI-5. Distribución granulométrica.

ELEMENTOS	TAMAÑO Ø EN cm		
	2-4	4-6	6-8
caliza	50,35	50,90	25
cuarcita	36,89	41,83	75
cuarzo	12,76	7,27	-
suma	100,00	100,00	100,00

CUADRO VI-6. Composición litológica. Muestra
Fuensanta 2.

. Composición mineralógica.

Del análisis mineralógico de las cuatro muestras estudiadas en Fuentesa y Villalgordo, se desprende que la asociación de pesados está compuesta por la turmalina (57 a 78%), acompañada muy secundariamente por la estauroлита y el circón. En los ligeros el cuarzo es dominante (69 a 84%), seguido de los carbonatos y feldespatos potásicos. Las plagioclasas están ausentes.

. Perfil al Oeste de Minaya.

Se trata de una cantera muy próxima a la carretera nacional Madrid - Valencia, a unos 2 km al Oeste de Minaya, con cotas absolutas de 720 m.

- a) El sustrato está formado por las calizas y margas calcáreas compactas, de las series terminales pliocenas de Minaya, que forman las grandes plataformas calizas de la región. Estas calizas y margas están sumamente alteradas por un proceso de karstificación con formación de Terra rossa, que rellena los huecos, de color pardo rojizo (5 YR 6/6). Su composición mineralógica es: illita de baja cristalinidad, algo de caolinita y un porcentaje apreciable de montmorillonita.

El algunos puntos se disponen, sobre las facies carbonatadas pliocenas, hasta 0,40 m de un limo pardo con signos de pseudogley (10 YR 7/6-7/8).

- b) En discordancia erosiva y angular una barra de gravas y bloques

312

de caliza, cuarcita, cuarzo y conglomerados pliocenos, engastados en una matriz arenosa gruesa. Los bloques están constituidos por caliza pliocena, con eje mayor máximo de 35 cm, que conservan sus formas originales e inclusive alveolos de karstificación. Potencia 0,45 m.

- c) En contacto difuso se pasa a un limo escasamente arenoso, con pequeñas micas detríticas, fuertemente carbonatado, lo que determina una hojosidad milimétrica al techo del depósito, con concreciones cilíndricas verticales decimétricas y carbonatos en enrejado. Su color es de un pardo muy pálido (10 YR 7/4), aunque tiene un moteado irregular de color pardo amarillento (10 YR 6/8). Espesor máximo 1 m.
- d) Erosivamente, sobre una barra de cantos, poco potente, un set de arena con laminación oblicua, bien clasificada que se acumula hasta el 50% en los tamaños de arena fina. La fracción limo más arcilla puede alcanzar el 25%. Espesor máximo 0,50 m.
- e) Erosionando en parte los niveles anteriores se depositó una nueva barra de unos 2 m de espesor, formada por cantos de caliza, cuarcita y cuarzo. Basalmente y tapizando la cicatriz erosiva, hay bloques de caliza pliocena con tamaños máximos, de eje mayor, parecidos al nivel b. Un lentejón de arena de granulometría fina a media, (80% de la muestra), con estructuras de estratificación cruzada planar, se intercala en la barra de gravas. En la parte superior, de esta duna arenosa, se encuentran esporádicamente blo

313

ques de caliza pliocena, pero de menor tamaño medio que los precedentes.

Un canal relleno, de dimensiones métricas, erosiona el techo de este depósito, llegando a afectar a la duna arenosa intermedia.

- f) A techo de los términos fluviales una costra laminar muy gruesa (láminas entre 3 y 5 cm), de estructura fuerte, en la actualidad rota, que engloba cantos y arenas. Esta costra laminar, con da-
lles a techo, inclusive se desarrolla a expensas de un limo par-
do amarillento (7,5 YR 8/4), que se apoya sobre las gravas carbo-
natadas inferiores. Espesor máximo 0,60 m.

Encima, ocupando una topografía ya erosionada, un suelo ro-
jo (10 R 3/6), con un horizonte argílico que tiene cutanes mode-
radamente espesos y continuos. Con un coluvión de 0,15 a 0,20 m
de potencia, finaliza esta sucesión estratigráfica.

Afectando prácticamente a todo el perfil y aparentemente selladas, por
la costra laminar superior, se han observado numerosas cuñas de aspecto cilíndri-
co, con diámetros medios de 0,20 a 0,30 m, rellenas por unas gravillas finas —
(Tm 1-2 cm), con ejes orientados en la vertical, empastadas en una arcilla roji-
za (2,5 YR 4/6), texturalizada, con pseudomicelios y concreciones tubulares de
carbonato.

. Los cantos

Se han estudiado tres muestras de cantos del perfil. Una, corresponde a:

314

nivel b y las otras dos al nivel C. La muestra más inferior del nivel C, es la Ci y la situada por encima de la duna arenosa intercalada es la Cs. El espectro litológico es similar en las tres muestras. Está compuesto por caliza, en más del 50%, principalmente caliza mesozoica, cuarcita entre el 28% y el 34%, cuarzo entre el 7 y el 15% y en el nivel b se ha contabilizado un 19% de conglomerado plioceno. La distribución por tamaños es mayoritaria en la clase 2-4 cm, con un 89,92 y 93%. Los centilos no sobrepasan los 80 mm, si no tenemos en cuenta los bloques calizos que aparecen en algunos de los términos. En los cuadros VI-7, VI-8 y VI-9, están relacionados numéricamente estos resultados.

. Composición mineralógica

Los análisis mineralógicos de las arenas han arrojado una asociación de minerales idéntica, en los niveles c, d y e, compuesta por la turmalina (49 a 73%), como mineral mayoritario, seguida por el circón o la estauroлита. En los minerales ligeros el cuarzo es dominante (70 a 74%), secundariamente - aparece el carbonato, el feldespato potásico y los calco-sódicos, éstos últimos en muy baja proporción.

. Otros perfiles

Se han podido realizar pequeños cortes o cortes parciales en distintos yacimientos del Sistema aluvial del río Júcar. De Este a Oeste son: Casas de Haro, Casas de los Pinos, SE de Retamosa, Casa de Bayo, Venta (todos estos puntos están situados en la Hoja de Minaya) y Cerro San Cristobal, al Este de El Provencio. La topografía desciende suavemente hacia el Oeste desde cotas de

315

MUESTRAS	Perfil Oeste de Minaya		
	Nivel b	Ci	Cs
ELEMENTOS	%	%	%
Caliza mesozoica	29	46	50
Caliza pliocena	13	5	8
Cuarcita	31	34	28
Cuarzo	7	15	12
Conglomerado plioceno	19	-	-
Silex	-	-	-
Costra	-	-	2

CUADRO VI-7. Espectro litológico

MUESTRA	Perfil Oeste de Minaya		
	Nivel b	Ci	Cs
mm	%	%	%
2-4	93	92	89
4-6	6	6	8
6-8	1	2	2
8-12	-	-	-
12-16	-	-	1

CUADRO VI-8. Distribución granulometría

MUESTRA	Perfil Oeste de Minaya									
	Nivel b			Ci			Cs			
ELEMENTOS	2-4	4-6	6-8	2-4	4-6	6-8	2-4	4-6	6-8	8-12 12-16
Caliza mesozoica	30,1	16,7		46,7	33,3	50,0	52,8	37,5		
Caliza pliocena	12,9	-	100	5,5	-	-	6,7	12,5	-	100,0
Cuarcita	32,2	16,7	-	31,5	66,7	50,0	24,7	50,0	100,0	-
Cuarzo	7,5	-	-	16,3	-	-	13,5	-	-	-
Conglomerado plioceno	16,2	66,6	-	-	-	-	-	-	-	-
Silex	1,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Costra	-	-	-	-	-	-	2,3	-	-	-
Suma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

CUADRO VI-9. Composición litológica por clases granulométricas.
Tamaños ϕ cm.

730 m, en Casas de Haro, a los 700 m del Cerro San Cristobal.

Un corte sintético de todos ellos es el que sigue:

- a) El sustrato, cuando es visible, presenta ya evidentes signos de alteración como ocurre en Casas de Haro, donde una marga calcárea compacta, de unos 3,50 m, que se apoya sobre facies canalizadas pliocenas, está karstificada rellenando los huecos una Terra rossa, con signos de pseudogley.
- b) Los términos fluviales, del Sistema aluvial del río Júcar, están formados por barras de cantos poligénicos y arenas que se acumulan en los tamaños medios y finos, con escasa proporción, menor del 10%, de limo más arcilla. En Casas de Haro el espesor total del sedimento fluvial alcanza 1,50 m.
- c) Cuando los niveles superiores no están erosionados aparece un limo pardo carbonatado arenoso-arcilloso, de hasta 0,70 m de espesor (Casa de Bayo), y restos de una costra laminar muy gruesa como en Casa de los Pinos. Un suelo rojo (10 R 4/6), con cutanes moderadamente espesos y continuos, se conserva en Casas de los Pinos y en Casas de Haro. Otras veces productos de remoción superficial se disponen erosivamente sobre los suelos y costras, con espesores que pueden alcanzar los 0,50 m. En Casa de Bayo un suelo pardo rojizo (5 YR 4/8), de perfil A₂BtCCa, fosiliza a este coluvión antiguo, que a su vez puede estar tapado por nuevos productos de remoción más actuales. La acción

de la agricultura ha mezclado estos horizontes superiores, en los lugares donde no han quedado preservados por el pinar.

Cantometría y composición mineralógica.

La composición litológica y distribución granulométrica (Cuadros — V-10 y VI-11), guarda grandes parecidos con los datos hasta ahora conocidos. Los centilos oscilan entre 56 y 73 mm.

La asociación mineralógica de pesados queda definida por la turmalina (entre el 60 y el 80%), acompañada muy secundariamente por la estauroлита y el circón. En los ligeros el cuarzo es mayoritario con porcentajes del 68 al 87%, seguido por los carbonatos (10 al 26%) y por débiles proporciones de feldespato potásico y plagioclasas.

MUESTRA	CASAS DE HARO	CASAS DE LOS PINOS	SAN CRISTOBAL (EL PROVENCIO)
ELEMENTOS	%	%	%
Caliza mesozoica	52	50	57
Caliza pliocena	14	6	.
Cuarcita	14	24	17
Cuarzo	13	8	24
Conglomerado plioceno	7	12	-
Silex	-	-	2

CUADRO VI-10. Composición litológica.

MUESTRA	CASAS DE HARO	CASAS DE LOS PINOS	SAN CRISTOBAL (EL PROVENCIO)
mm	%	%	%
2-4	96	93	95
4-6	3	4	5
6-8	1	3	-

CUADRO VI-11. Distribución granulométrica.

Paleontología

En los cortes de Fuensanta, gracias a la información dada por el cante-
ro D. Eleuterio Muñoz Marqueño, recolectamos en los acopios de áridos varias -
piezas dentarias incompletas, todas adultas (M2 y M3), e incluso fragmentarias,
de elefantes fósiles, junto con un M2 izquierdo, con fuerte desgaste por el uso,
de un Cervus cf. elaphus, según MORALES.

AGUIRRE y MAZO (Com. escrita), reconocen sin dificultad, en las piezas
dentarias fósiles de elefantes, al género Mammuthus. La determinación específi-
ca parece algo más difícil de establecer, ya que las cifras biométricas calcula-
das corresponden a las zonas de solapamiento entre M. meridionalis y M. armeniacus.

- Terrazas de +40-50 m y +50-60 m

No están bien representadas en el sector investigado del valle del

río Júcar. Por otra parte su identificación es problemática, debido a que los niveles conglomeráticos duros pliocenos, ocupan cotas relativas próximas o similares a las establecidas para las terrazas. A esto se suma una meteorización superficial de los estratos conglomeráticos pliocenos que ofrecen, a simple vista, un aspecto muy semejante a las verdaderas terrazas: cantos sueltos y arenas arcillosas de colores rojizos.

Sin embargo se han identificado algunos rellanos que por su posición, y sobre todo por los cortes analizados, deben corresponder a estos niveles de terrazas. Al Este de El Picazo ambas terrazas están indiferenciadas por retroques posteriores, dando origen a una forma con aspecto de glacis, tal como se puede ver en Llano de la Calera y Cerro de Bartolo.

Claramente escalonadas se observan al SO de El Picazo, entre Cumbre de la Vidala y Cerro de los Borregos al Este de la Losa, y posiblemente en la Loma del Cerrón, al NO de Villalgordo del Júcar.

En el Llano de la Calera, un corte de cantera deja ver de 7 a 8 m de un depósito, formado por barñas de cantos, con estructuras de estratificación cruzada planar, y sets de arena bien clasificada en tamaños medios y finos, con espesores máximos de 0,30 m. A techo se dispone una costra laminar muy gruesa (láminas de 3-5 cm) y un suelo rojo (10 R 4/8) algo removido, con cutanes moderadamente espesos y discontinuos.

Un espectro litológico (Cuadro VI-12), ha dado una composición de caliza, cuarcita, cuarzo y silex, siendo la caliza mayoritaria. La granulometría de los cantos, según las clases establecidas, es la que refleja también el cua-

321

dro adjunto. Los cantos se acumulan en la clase 20-40 mm.

ELEMENTOS	%	mm	%
Caliza	75,8	20-40	72,9
Cuarcita	18,8	40-60	17,4
		60-80	7,7
Cuarzo	4,8	80-120	2,0
Silex	0,6		

CUADRO VI-12. Llano de la Calera. Espectro litológico y distribución granulométrica.

. La asociación de minerales pesados queda definida por la turmalina - (73%), acompañada muy secundariamente por la estauroлита y el circón. En los ligeros domina el cuarzo (88%), seguido por los carbonatos (10%) y el feldespato potásico (2%).

- Terraza de +25-30 m

Está magníficamente conservada al Este y NE de El Picazo, en cotas de 720 m. Más erosionada y recortada aflora en la margen derecha, en algunos kilómetros, hasta casi Cabeza del Aguila.

Aguas abajo se la ha identificado, siempre en la margen derecha, en Loma Larga, en El Carmen, en la Central Eléctrica de San Alejandro y en el Molino del Carrasco. Esta terraza tiene la particularidad de ir perdiendo cota -

relativa respecto al cauce actual del río Júcar. De tal forma que desde Loma Larga, su cota relativa es de +18-20 m.

. Perfil al Este de El Picazo.

- a) En clara discordancia erosiva sobre las facies arenosas y conglomeráticas pliocenas inferiores, se depositaron unos 4 m de barras de cantos de caliza, cuarcita y cuarzo, en tamaños que se acumulan en la clase 20-40 mm (Cuadro VI-13). El centilo medido en el frente de la cantera es de 28 cm en una costra laminar.

ELEMENTOS	%
Caliza	81,5
Cuarcita	15,0
Cuarzo	3,5

Composición litológica

mm	%
20-40	68,5
40-60	24,0
80-60	5,0
60-120	2,5

Distribución granulométrica.

CUADRO VI-13.

Las barras, con bajos porcentajes de matriz arenosa y micro conglomerática, se erosionan unas a otras y tienen estructuras de ordenamiento interno del tipo estratificación cruzada de surco de bajo ángulo a gran escala. Los sets de arenas son muy escasos y poco potentes, con una fracción de limo más arcilla a veces menor del 1%. Las arenas se acumulan en más del 50% en la arena media (420-250 micras).

A techo de este término se encuentran numerosos canales rellenos, algunos de dimensiones métricas, colmatados por finos -- bandeados de arcilla.

- b) En contacto neto, pero erosivo, 3 m de barras de cantos, con mayor porcentaje de matriz que las precedentes, y estratificación cruzada en cuña. Centilo de 12 cm en caliza mesozoica. Los niveles arenosos, poco numerosos, tienen como los inferiores menos del 1% de limo más arcilla y están peor clasificados, acumulándose las arenas en las clases gruesas y medias (840 y 250 micras).

La asociación mineralógica del conjunto está formada, en los minerales densos transparentes entre sí, por la turmalina (67 al 74%), acompañada por la estauroлита (14 y 20%). La relación opacos de alteración a opacos naturales es elevada. Cabe destacar que una muestra del término tiene piroxenos y anfíboles, aunque ciertamente en porcentajes muy bajos, con un máximo del 2% en el último mineral. En los ligeros domina el cuarzo (80%), seguido de los carbonatos y los feldespatos potásicos.

- c) Cubre la terraza una costra laminar muy gruesa (láminas de 3 a 5 cm), desarrollada a expensas de un limo arenoso pardo que va perdiendo carbonatación y grado de estructuración en profundidad, y cuyo espesor máximo es de 1 m. Encima y apoyándose sobre las gravas superiores o sobre la costra limar, aparece un horizonte Bt, removido, de textura arcillo-arenosa, que engloba cantos, con argilanes discontinuos, delgados y de color rojo (2,5 YR 5/8).

- Terraza de +7-10 m.

Sus mejores afloramientos los encontramos al Norte y al Sur de El Picazo, como por ejemplo al Este de Casas del Butanejo, en Loma Larga, al Sur de Villalgordo del Júcar (El Carmen), en la caída de Loma de la Mula, en la Central Eléctrica de San Alejandro y en el Molino del Carrasco, ya en el límite más meridional de la zona estudiada.

En la terraza de El Picazo un pequeño corte descubre unos 2,50 m de gravas sueltas con litologías de: caliza, cuarcita, cuarzo y silex, en tamaños - que se acumulan en la clase 20-40 mm. Centil 125 mm en caliza. En la parte superior del corte se identifican delgados lentejones arenosos de aspecto masivo. A techo un suelo de perfil A₂StCCa. El horizonte textural es de color rojo - (2,5 YR 5/8) y presenta cutanes zonales a discontinuos y delgados. El horizonte carbonatado, centimétrico, es un encostramiento discontinuo que inunda al sustrato de gravas y arenas infrayacentes. El nivel piezométrico de la terraza está conectado con el río.

Al Este de Casas del Butanejo un muestreo de cantos ha dado un resultado parecido, en distribución granulométrica y espectro litológico, al de la terraza de El Picazo (Cuadro VI-14).

La composición mineralógica de ambos sedimentos difiere, en los minerales pesados, en el circón que alcanza un 38% en la terraza de El Picazo, frente a un 5% en Casas del Butanejo. Esta diferencia es explicable por los tamaños más finos de las arenas muestreadas, en el corte de El Picazo. La turmalina es, sin embargo, el mineral dominante. En la fracción ligera el cuarzo es mayori

tario, seguido por los carbonatos.

MUESTRAS	N.EL PICAZO	E.CASAS DEL BUTANEJO
ELEMENTOS	%	%
Caliza	73,0	80,0
Cuarcita	17,5	13,5
Cuarzo	9,0	6,0
Silex	0,5	0,5

MUESTRAS	N.EL PICAZO	E.CASAS DEL BUTANEJO
mm	%	%
20-40	79,0	78,0
40-60	14,5	18,5
60-80	4,0	3,5
80-120	2,5	-

CUADRO VI-14. Espectro litológico

Distribución granulométrica

- Llanura aluvial (+2-5 m) y cauce actual.

La llanura aluvial raras veces alcanza los 500 m de anchura y el cauce actual se encaja débilmente en ella, dejando al descubierto taludes de 2 a 5 m, inestables, formados por arenas limosas (68% de arenas, con algunos cantos dispersos), muy mal calibradas que están algo carbonatadas aunque se deshacen bien con los dedos. El color de los limos, en seco, es suavemente pardo amarillento (10 YR 6/4). Canales abandonados recorren en algunas zonas la llanura aluvial que queda cubierta, en muchos puntos, por productos de origen lateral.

En el cauce actual, durante los periodos de aguas bajas, emergen barras longitudinales y lechos arenosos de dimensiones decamétricas. Las arenas tienen granulometría de arenas medias o medias a gruesas y están moderadamente clasificadas. Su composición mineralógica es semejante a la encontrada para -

las terrazas.

La composición litológica de los cantos del lecho fluvial y la distribución granulométrica de los mismos, está reflejada en el Cuadro VI-15.

MUESTRAS	EL PICAZO	LA LOSA
ELEMENTOS	%	%
Caliza	86,5	86
Cuarcita	8,5	9
Cuarzo	4,5	4
Marga	0,5	0,5
Silex	-	0,5

CUADRO VI-15. Espectro litológico

MUESTRAS	EL PICAZO	LA LOSA
mm	%	%
20-40	70,0	60,0
40-60	23,5	36,0
60-80	6,0	3,5
80-120	0,5	0,5

Composición granulométrica

- Resumen y Conclusiones

En el valle del río Júcar, entre el Pantano de Alarcón y el Puente de Carrasco, además de la Llanura aluvial a +3-5 m, se han identificado 6 terrazas con cotas relativas respecto al cauce actual de: +100-120 m, +80-100 m, +50-60 m, +40-50 m, +25-30 m y +7-10 m. Los espesores máximos vistos oscilan entre los 5 y 8 m.

El Sistema aluvial del río Júcar se depositó durante el tiempo de formación de la terraza de +80-100 m, que en la Llanura manchega oriental queda colgado a +60-70 m, del fondo del valle encajado del río Júcar.

Las características del medio deposicional parecen corresponder, para el Sistema aluvial del río Júcar, a un ambiente fluvial de canales distribuidores, más o menos sinuosos, con características locales braided. Facies sedimentarias de canales trenzados también son posibles de encontrar en los cortes de cantera de Fuensanta, y en las terrazas de: +40-50 / +50-60 m y +25-30 m, así como canales someros rellenos por gravas, arenas y/o arcillas.

De los depósitos fluviales de la terraza de Fuensanta han sido clasificados diversos restos fosilíferos, posiblemente pertenecientes a un M. armeniacus y a un Cervus elaphus.

El enrojecimiento de los suelos, sobre las terrazas, es ya considerable en la de +7-10 m, y las costras de estructura laminar gruesa aparecen desde la terraza de +25-30 m. Un cuadro resumen (Cuadro VI-16) de características edáficas es el que presentamos a continuación.

TERRAZAS	COLOR	ARGILANES	TIPOS DE CONCENTRACION DE CO ₃ "
+100-+120m	10 R/2,5 YR	Continuos moderadamente espesos	Estructura laminar gruesa
+80-100 m (S.al.río Júcar)	10R/2,5 YR	"	"
+40-50/+50-60m	10R	Discontinuos, moderadamente espesos	"
+25-30 m	2,5 YR	Discontinuos y delgados	"
+7-10 m	2,5 YR	Zonales-discontinuos y delgados	Encostramiento discontinuos.
+3-5 m	10 YR (limos pardos)		Pseudomicelios de carbonato

CUADRO VI-16. Cuadro resumen de característica edáficas de las terrazas del valle del río Júcar y tipos de concentración de carbonatos

. Los espectros litológicos son bastante uniformes en el sistema de terrazas del río Júcar, su composición global es la de: calizas más cuarcitas más cuarcos. Ocasionalmente aparece el silex, costras carbonatadas, margas - calcáreas o microconglomerados pliocenos. Estos últimos casi exclusivamente - en la terraza de +80-100 m (Sistema aluvial del río Júcar), con porcentajes - que pueden alcanzar en alguna muestra el 19% (corte al Oeste de Minaya, nivel b).

La caliza es siempre mayoritaria (50 a 87%), especialmente en las terrazas medias, bajas y cauce actual (73,5 a 87%), siendo la caliza mesozoica dominante. Las cuarcitas más cuarcos lo son en cambio en las terrazas altas - de +80-100 m y +100-120 m (diagrama de la figura VI-1).

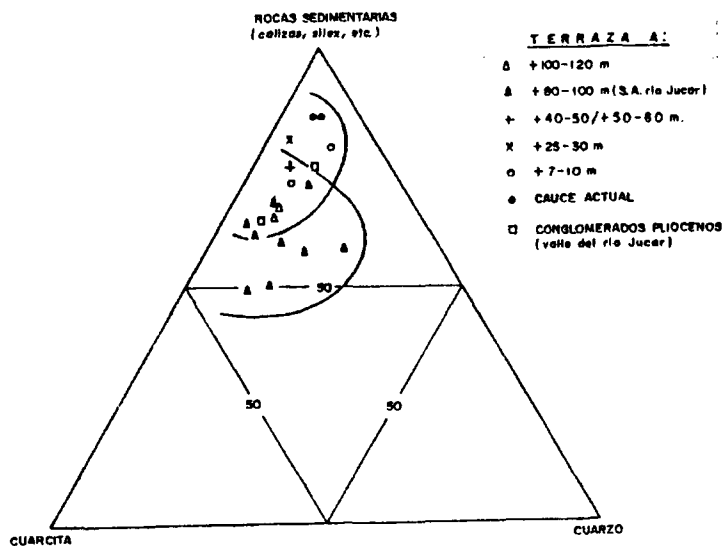


FIG.VI-1).- DIAGRAMA TRIANGULAR DE REPRESENTACION DE LOS ESPECTROS LITOLÓGICOS DE LOS CANTOS DEL SISTEMA DE TERRAZAS DEL RÍO JÚCAR.

El Sistema aluvial del río Júcar, en la Llanura manchega, está claramente contaminado por materiales que provienen de las series pliocenas locales.

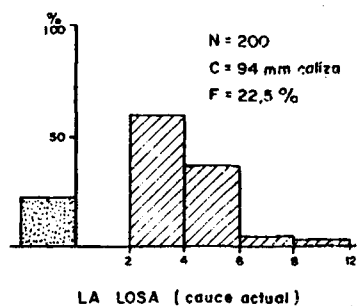
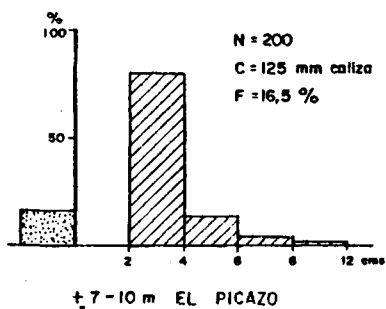
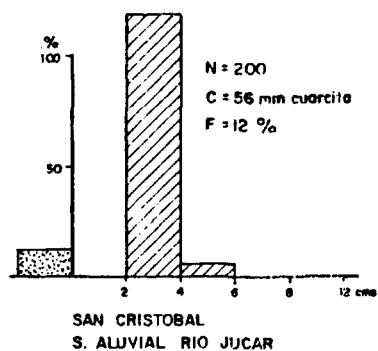
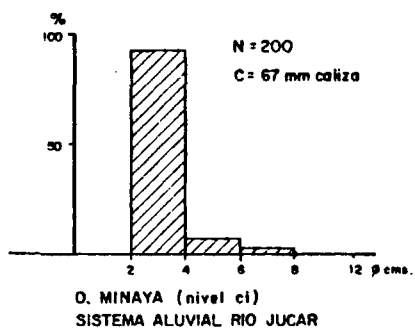
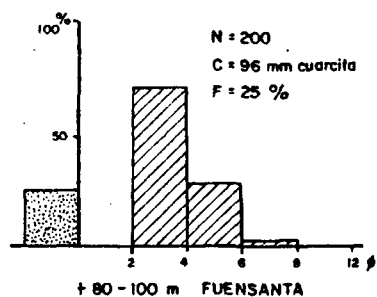
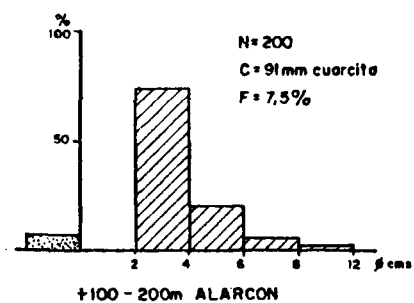
La distribución porcentual litológica, por clases granulométricas, es favorable a la caliza, si exceptuamos los intervalos mayores (6-8, 8-12 cm), - donde pueden ser porcentualmente dominantes otros materiales del espectro litológico.

La proporción de cantos fracturados es casi siempre mayor en las cuarcitas que en las calizas y cuarzos, y aumenta para todos los componentes - hacia los tamaños mayores.

La distribución porcentual de los tamaños de los cantos, según el eje mayor (Figura VI-2), tiene un máximo destacado en la clase 20-40 mm, siendo más acusada en el Sistema aluvial del río Júcar, entre el 90 y el 95%, que en el resto de las terrazas (del 60 al 75%). Los centilos alcanzan valores de 6 a 15 cm, generalmente en caliza. La mediana de grano está siempre incluida - dentro de la clase 20-40 mm.

La forma de los cantos es subredondeada para la caliza y el cuarzo, y subredondeada-subangulosa para la cuarcita.

El grado de alteración es importante en los cantos calizos, la mayoría están corroidos o alterados en superficie. Esta alteración y las camisas - de carbonatos travertínicos, que muy a menudo los rodean, tienen sin duda bastante relación con los factores de evolución hidrológica de las terrazas.



N = Numero de cantos
 C = Centil
 F = Fracturas

FIG. VI-2.-GRANULOMETRIA DE CANTOS DEL SISTEMA DE TERRAZAS DEL RIO JUCAR.

Por último cabe indicar que los conglomerados pliocenos, de las series rojas del valle del Júcar, son muy parecidos por composición y granulometría, a los conglomerados de las terrazas cuaternarias del río Júcar. La ausencia destacada de caliza pliocena puede ser un buen argumento, además del contexto sedimentario, para separar en campo ambas unidades.

La composición mineralógica (Figura VI-3), de los minerales densos transparentes entre sí, está definida en el cauce actual y terrazas, por la turmalina (entre el 41 al 84%), seguida por la estauroлита (del 5 al 24%) y el circon (0 a 38%). Estos dos últimos minerales raramente forman parte de la asociación y cuando esto ocurre, es debido a las características texturales de la muestra. El resto de los minerales, estables o no, nunca sobrepasan el 6%. Los anfíboles y piroxenos aparecen en el Sistema aluvial del río Júcar (Casa del Bayo) y en la terraza de +30, al Este de El Picazo.

En los minerales ligeros el cuarzo es dominante, con porcentajes entre el 36 y el 93%. Los carbonatos siempre presentes, entre el 6 y el 63%, pueden formar parte de la asociación y en alguna muestra ser mayoritarios. De los feldespatos el más constante en su aparición es el potásico (0 a 10%). Las plagioclasas, menos estables, están debilmente representadas (0 a 7%), en el Sistema aluvial del río Júcar y totalmente ausentes en el resto de las terrazas y cauce actual.

La relación opacos de alteración/opacos naturales, es en casi todas las muestras mayor que uno. En el cauce actual la relación es mayor que 4, resultado que no se alcanza en el resto de las muestras analizadas.

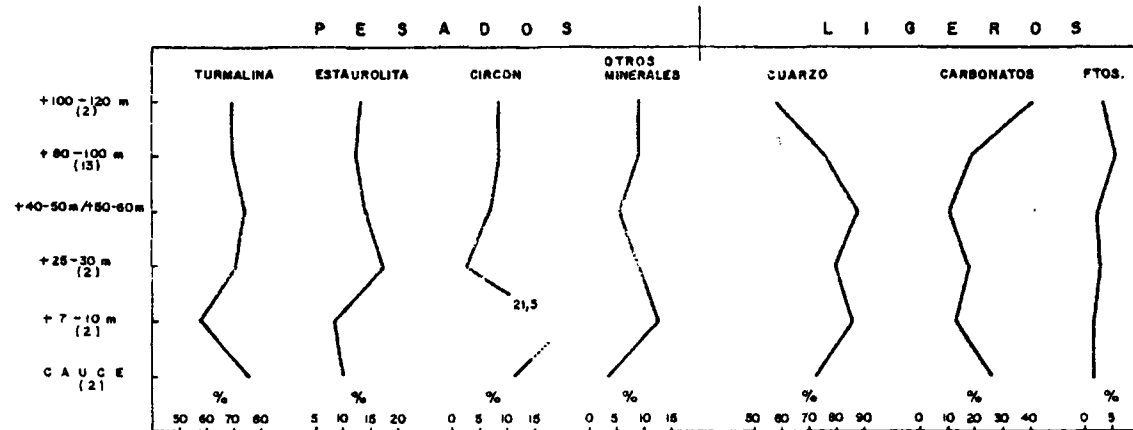


FIG. VI-3.-COMPOSICION POR PORCENTAJE DE LOS MINERALES PESADOS Y LIGEROS DE LAS TERRAZAS Y CAUCE ACTUAL DEL RIO JUCAR. (2), MEDIA DE ANALISIS.

333

Las formas de las turmalinas son preferentemente subangulosas o subredondeadas, raramente redondeadas, y con relativa frecuencia conservan sus hábitos prismáticos. En los circones también se puede distinguir, junto a otros muy redondeados y desgastados, las típicas formas prismáticas bipiramidales. Los cuarzos son subredondeados o subangulosos y raramente redondeados.

Si comparamos estos resultados con los datos mineralógicos obtenidos en las series pliocenas del valle del río Júcar, se observa que la asociación es idéntica, aunque en esas facies pliocenas la turmalina alcanza valores porcentuales más altos. En la fracción ligera es también mayoritario el cuarzo, con ausencia casi total de los feldespatos calco-sódicos, tal y como ocurre en el sistema de terrazas del río Júcar.

6.1.2. El Sistema fluvial del río Guadiana

En el año 1.974 (datos publicados en 1.978, Hojas de Minaya y Villarrobledo), definimos como Sistema fluvial del Guadiana a un "conjunto complejo de terrazas del denominado actualmente río Zánacara, canal abandonado del Guadiana y río Rus".

Esta consideración previa, ampliamente corroborada en los trabajos de campo posteriores, creemos que nos sirve de justificación al título dado al capítulo y a las divisiones que hemos establecido dentro de él, para la exposición de los datos y resultados conseguidos.

- Las terrazas del río Rus

Los depósitos aluviales del río Rus ocupan buena parte del ángulo -

suroccidental de la hoja de San Clemente (716). La terrazza baja, a +2-3 m, tiene relación, lateralmente, con depósitos del río Záncara con igual posición morfológica y presumiblemente de la misma edad. La llanura de inundación, muy poco desarrollada, se ha construido sobre los materiales de la terraza baja y puede encajarse en ellos de uno a dos metros.

. La terraza más alta, a +6-8 m, está conservada en San Clemente y sus depósitos se apoyan sobre el sustrato neógeno margo-arcillosos rojo, visible, algunos metros, en el cruce de las carreteras de San Clemente a Villar de Cantos y a Sisante, el cual está manchado por encostramientos de carbonatos -- que provienen del lavado de los sedimentos aluvionares superiores, que están compuestos por cantos gruesos de caliza alterados, con camisas de carbonatos y engastados en una matriz arenosa de color rojizo (5 YR 6/8).

. La terrazza baja, conectada hidráulicamente con el canal actual, es la que ocupa mayor extensión superficial. Sus límites cartográficos son difíciles de establecer y en superficie se la identifica por un suelo arenoso suelto, algo pedregoso, de color pardo fuerte (7,5 YR 5/6), que da reacción al ClH. La arena presenta numerosos granos eolizados. Al Sur de San Clemente en algunos cortes de cantera podemos observar de 1,20 a 1,30 m de una barra de cantos, con grano selección negativa y escasísimos lentejones arenosos con estructura masiva, situados sobre una marga calcárea-arenosa rojiza alterada a Terra rossa. En la parte superior continúa una sucesión, compuesta por una rápida alternancia de barras de cantos y sets arenosos, con laminación oblicua y granulometría de arenas medias a finas y gruesas. El espesor total puede alcanzar los 7 m.

En superficie se dispone un suelo rojo de perfil A₂Bt CCa. El hori--

zonte textural, muy arenoso, tiene argilanes (2,5 YR 4/8) delgados y discontinuos. Carbonatos columnares y encostramientos irregulares cementan, sobre todo a techo, las gravas y arenas subyacentes.

.El espectro litológico de dos muestras tomadas en barras de la terraza baja (Cuadros VI-17, VI-18 y VI-19), está compuesto por: caliza, entre el 81 y el 96%, seguida muy secundariamente, por cuarcita, cuarzo y sílex en porcentajes siempre menores del 2%. La distribución granulométrica de los cantos según el eje mayor, demuestra que estos se acumulan en la clase 20-40 mm (69,5 y 81,0%), y en porcentajes relativamente altos en la de 40-60 mm (15,0 y 20,5%). El centilo medido en campo es de 35 cm, en caliza jurásica.

En cuanto a la forma de los cantos cabe decir que estos son preferentemente subangulosos-subredondeados o subangulosos, y se presentan por lo general, con huellas de disolución por karstificación y con cortezas de carbonatos que los rodean.

.La asociación de minerales densos transparentes entre sí, está caracterizada por la turmalina (64 y 92%), acompañada muy secundariamente por la es taurólita o el circón. En los ligeros la asociación es la formada por el cuarzo (62 y 69%) y el carbonato (22 y 35%); los feldespatos están muy débilmente representados (0 a 2%).

MUESTRAS	TERRAZA BAJA (A)	TERRAZA BAJA (B)
ELEMENTOS	%	%
Caliza mesozoica	76	96,5
Caliza miocena	21	
Cuarcita	1	2
Cuarzo	2	2
Silex	-	0,5

CUADRO VI-17. Espectro litológico.

MUESTRA	TERRAZA BAJA (A)	TERRAZA BAJA (B)
mm	%	%
20-40	81,0	69,5
40-60	15,0	20,5
60-80	3,0	8,0
80-120	1,0	2,0

CUADRO VI-18. Distribución granulométrica

ELEMENTOS	Tamaño ϕ cm			
	2-4	4-6	6-8	8-12
Caliza mesozoica	72,8	86,6	100,0	100,0
Caliza miocena	23,5	13,4	-	-
Cuarcita	1,2	-	-	-
Cuarzo	2,5			
Suma	100,0	100,0	100,0	100,0

CUADRO VI-19. Composición litológica por clases granulométricas. Muestra terraza baja (A)

- Terrazas del río Záncara entre Muela Quebrada y Santiago de la Torre.

Se han distinguido en este sector, además de la llanura de inundación, tres niveles de terrazas a: +6-8 m, +15-16 m y +30-35 m.

. Nivel a +6-8 m

Bien diferenciado morfológicamente en las márgenes del valle, aunque la magnitud de los afloramientos es escasa. Un pequeño corte en la carretera de Las Pedroñeras a Cervera, en la ladera derecha, deja ver de 2 a 2,50m de dunas arenosas y barras de gravas poligénicas fuertemente cementadas. Basalmente un pavimento de cantos (channel lag), con centil calizo en tamaño bloque, tapizan un relieve irregular construido sobre unos limos arcillosos carbonatados con gravilla pliocenos. En superficie, y en las proximidades a este punto, aparecen restos de un suelo rojo (2,5 YR 6/8-5/8), con un horizonte textural arcillo-arenoso con cutanes delgados y zonales.

. Nivel a +15-16 m.

Está peor representado que el nivel anterior. Algunos resaltes o planos estructurales, que ocupan una posición semejante en las vertientes del valle, dificultan la identificación de estas terrazas por criterios morfológicos.

También en la carretera de Las Pedroñeras a Cervera, pero en la margen izquierda, un talud artificial deja al descubierto un depósito aluvionar,

posiblemente algo deslizado hacia el fondo del valle, sobre un sustrato plioceno limo-arcilloso rojo alterado, formado por barras de cantos con matriz arenosa en pequeña proporción. Una característica de este depósito es la influencia de los aportes laterales que provienen de los relieves mesozoicos inmediatos. Un gran bloque calizo de 0,80 a 0,90 m de eje mayor, está englobado en una de las barras. Una carbonatación caliza, con tendencia a estructurarse en láminas, se aprecia, sobre todo, a techo de la terraza.

Nivel a +30-35 m.

Forma el relieve dominante del valle, desde el Vallejo del Gitano a Santiago de la Torre. En una cantera abierta para la explotación del árido, en las proximidades de Casa de Perea, se encuentran los siguientes términos de muro atecho:

- a) En el yacente una barra de cantos, con matriz arenosa y estructuras internas de laminación oblicua. Espesor 0,70 a 0,80 m. Encima sets arenosos con potencias comprendidas entre los 6-7 cm y 15-16 cm. Espesor 0,70 m. Presencia de gravillas en las láminas.
- b) Paleocanales rellenos con arena y grava de dimensiones a lo ancho, próximas al metro y profundidades hasta 0,50 m.
- c) Erosivamente sets de arena gruesa en la base y hacia arriba, una rápida alternancia de arenas y horizontes de cantos, con tamaños medios sensiblemente inferiores a los del nivel a, y como ellos manchados por óxidos de manganeso. Espesor 0,40 m.

- d) Paleocanales rellenos por materiales arenosos, con menores dimensiones que los del término b.
- e) En discordancia erosiva, limos arcillo-arenosos de aspecto masivo de color pardo rojizo (5 YR 7/8). Localmente aparecen afectados, en las zonas deprimidas, por procesos de pseudogleización. En otros puntos una carbonatación inunda los limos originándose, en la parte superior del perfil, una estructuración en láminas muy gruesas (entre 2 y 4 cm).
- f) Restos de un suelo rojo (2,5 YR 4/8) con un horizonte Bt que presenta argilanes, moderadamente espesos y continuos.

Cantometría y mineralogía

Se han realizado tres muestreos de cantos en las barras de cada uno de los niveles de terrazas investigados. Los resultados, muy semejantes, están expuestos en el cuadro siguiente (Cuadro VI-20). En la clase 20-40 mm se acumulan entre el 83,5% y el 90% de los cantos. Los centilos, medidos en pared, pueden alcanzar el tamaño bloque. Los cantos son por lo general subredondeados-subangulosos, no observándose un número elevado de fracturas (menor del 10%) y sí en cambio numerosos procesos, sobre todo en los niveles de +6-8 m y +15-16m, de disolución, alteración y recubrimiento de carbonatos en los cantos calizos. Los espectros litológicos demuestran que la asociación de elementos está compuesta por: caliza, más cuarcita, más cuarzo y más silex. Siendo francamente mayoritaria la caliza, con porcentajes entre el 92,5 y el 95%.

340

TERRAZAS	Nivel +6-8 m	Nivel +15-16 m	Nivel +30-35 m
Ø en mm	%	%	%
20-40	83,5	84,5	90,0
40-60	13,5	13,0	8,0
60-80	2,0	2,0	1,0
80-120	1,0	0,5	1,0

TERRAZAS	Nivel +6-8 m	Nivel +15-16 m	Nivel +30-35 m
ELEMENTOS	%	%	%
Calizas	92,5	95,0	93,0
Cuarcitas	2,0	2,5	5,0
Cuarzos	4,0	2,5	-
Silex	1,5	-	2,0

CUADRO VI-20. Granulometría de grano y espectro litológico de las terrazas del río Zánacara entre Muela Quebrada y Santiago de la Torre.

De los 3 análisis mineralógicos efectuados se desprende que en los minerales densos domina la turmalina (70 a 77%), acompañada secundariamente por la estauroлита (10 a 16%). Los minerales inestables apenas si aparecen en los conteos y el resto de los estables (citrón, granate, rutilo, etc.) no superan el 6%. En los minerales ligeros la asociación está formada por el cuarzo (66 a 71%) y carbonato (25 a 32%). Los feldespatos están presentes en bajas proporciones, sin superar el valor del 5%.

- las terrazas del río Lánchara en los alrededores de El Provencio.

Este sector está caracterizado por el gran desarrollo de la terraza baja, (a +2-3 m sobre el fondo aluvial actual que se solapa en ella), situada al NE del Provencio (Pinar de la Vega, Pinar de Cocholes, etc), así como por la terraza de +15-16 m, al Oeste y SO del Provencio. El nivel de +30-35 m todavía se conserva en el Cerro del Molino, al Sur de Santiago de la Torre, con cotas relativas que no alcanzan los +20 m.

- . Terrazas bajas. Canteras de la carretera de El Provencio a Villarrobledo.

Estas explotaciones situadas inmediatamente al Sur de El Provencio, están dominadas, al Sur y SE, por la Superficie superior de la Llanura manchega y al Oeste y SO por la terraza de +15-16 m.

Un corte descubre los siguientes términos de yacente a cubriente:

- a) En la base visible gravillas y arenas masivas en tamaños medios y gruesos, y moderadamente clasificadas. Espesor 0,20 m.
- b) Erosivamente sobre a), se dispone una barra de cantos de fondo - de canal con laminación oblicua muy tendida o subhorizontal. Los cantos, mayoritariamente calizos, tienen TM de 2 cm y TM de 5 cm, con formas subredondeadas o subangulosas. La matriz está compuesta por arenas gruesas y gravillas, pobremente clasificadas. Potencia 0,50 m.

- c) Sets arenosos con laminación oblicua, texturalmente comprendidos en arena media y bien clasificados. Cada uno de ellos se separa del superior por un pavimento o lag de gravilla. El espesor medio de cada set es de unos 7 a 8'cm. La dirección y sentido de la corriente medida en la laminación es N 60°, Sur. Potencia máxima 0,30 m.
- d) Es un delgado nivel, centimétrico, de arcilla roja (2,5 YR 5/0), con materia orgánica.
- e) Erosionando a los términos inferiores dunas arenosas con características texturales muy variadas, con laminación oblicua y oblicua muy tendida, que contienen algunos nódulos de carbonato con eje mayor próximo a los 3-4 cm y gravilla dispersa en las láminas de los sets. Cuando este término erosiona al nivel d, se observan procesos de pseudogleyización, con colores parduzcos amarillentos (10 YR 6/8), que llegan a afectar a las arenas de la unidad c. Espesor 0,80 m.
- Continua la sucesión con una arcilla plástica pardo rojiza (5 YR 5/8), de hasta 0,30 m de grosor.
- f) En discordancia erosiva marcada, alrededor de 1 m de barras formadas por cantos finos (Tm 1 a 1,5 cm, TM 4 cm), y algunas dunas arenosas con laminación oblicua.
- g) Corona a este depósito un horizonte A, areno-pedregoso, de 0,40

0,50 m y un horizonte textural de un suelo rojo (2,5 YR 5/8-4/8), con cutanes delgados y discontinuos.

En los Llanos, al NE de El Provencio, otro corte de cantera deja ver, sobre los depósitos fluviales y limos de llanura, un suelo pardo rojizo (5 YR 5/8) con argilanes delgados y zonales a discontinuos.

. Nivel a +15-16 m.

Se extiende desde el Sur de Santiago de la Torre hasta el Pantano de Los Muleteros, en el ángulo SO de la Hoja de El Provencio. Los espesores máximos, entre 7 y 8 m, los alcanza al NO, Oeste y SO de El Provencio. En las regiones situadas a occidente de las mencionadas, las potencias conservadas son menores, 1 a 3 m, pudiendo aflorar el sustrato plioceno en numerosos puntos.

En el camino de Socuéllamos a El Provencio, en un corte artificial para la extracción del árido, obtuvimos de muro a techo la siguiente sucesión:

- a) Cosets de arena fina a media con gravilla fina en las láminas, y estratificación cruzada de tipo surco a mediana escala y tabular. Las medidas de direcciones de paleocorrientes en las láminas han dado: N90°0 y N120°S. Espesor visto de 0,80 a 1 m.
- b) Erosivamente sobre un lag formado por cantos calizos subangulosos mesozoicos y terciarios, con tamaños de hasta 20 cm de eje mayor, barras de cantos poligénicos con laminación horizontal y oblícua. Potencia 1 m.

- c) Sets de arena fina a media que son cortados por paleocanales mé
tricos rellenos por arenas y cantos. Dirección de los canales -
N20° a N30°. La dirección y sentido medida en las láminas de -
los sets es de N140° S. Espesor 1,50 m.
- d) En discordancia erosiva un coluvial, un suelo rojo (2,5 YR 5/6-
4/6), muy mal conservado y un horizonte A₂, potente, arenoso -
con granos eolizados y alguna gravilla. Potencia máxima superior
a 1 m. Una carbonatación de tipo columnar y en enrejado puede -
llegar a afectar a las arenas inferiores.

. Paleontología

En la base del término a, en un nivel arcilloso verde rojizo de potencia desconocida, y con un componente mayoritario en caolinita, recogimos - dos hemiseries inferiores de elefante pertenecientes a un mismo individuo inmaduro, cada una de ellas con las dos últimas piezas infantiles d₃ y d₄. Por sus dimensiones y por las características morfológicas de las láminas masticadoras AGUIRRE y MAZO (comunicación escrita), atribuyen estos restos al género Mammuthus, probablemente al M. armeniacus (M. throgotherii típico).

En el nivel a, localizamos, igualmente, un M3 izquierdo de un Bóvido, que para MORALES podría atribuirse, con dudas, al género Bos.

. Cantometría y mineralogía.

Los espectros litológicos efectuados en la Terraza baja, cuadro —

VI-21, han demostrado que el elemento principal es la caliza (91,5 a 95%). Las cuarcitas y cuarzos o están ausentes o apenas alcanzan el 5%. En todas las muestras hay presencia de silex (1 a 2,5%). En la terraza de +15-16 m, en el territorio situado al Oeste y SO de El Provencio, las cargas aluviales (Cuadro VI-21) presentan la particularidad de un enriquecimiento en cuarcita y cuarzo, 22% y 18%, respectivamente, en la muestra analizada, totalmente anómalo si lo comparamos con los resultados hasta ahora obtenidos. Es necesario pensar en la llegada de materiales de otra procedencia. Diversas razones, que más adelante expondremos, nos llevan a considerar que estos sectores, próximos a El Provencio, han sido zona de conjunción en el pasado del Sistema aluvial del río Júcar y el Sistema fluvial del Guadiana.

MUESTRAS		Terraza baja a + 1-2 m			Terraza a +15-16 m
		Los Llanos	S. Roque		C° Prov. a Socuellamos
		%	%	%	%
Ø en mm	20-40	81,0	90,0	67,5	91,0
	40-60	15,0	8,0	30,5	7,5
	60-80	4,0	1,0	2,0	1,5
	80-120	-	1,0	-	-
ELEMENTOS	Caliza	95,0	93,0	91,5	60,0
	Cuarcita	-	5,0	4,0	22,0
	Cuarzo	2,0	-	2,0	18,0
	Costra	2,0	-	-	-
	Silex	1,0	2,0	2,5	-

CUADRO VI-21. Tamaño de los cantos y elementos litológicos de las terrazas del río Zánacara en los alrededores de El Provencio.

346

La granulometría de grano es semejante en todos los niveles de terrazas y muestras. Existe un máximo destacado en 20-40 mm. En una de las muestras de la Terraza baja se acumula en la clase 40-60 mm, hasta un 30,5% de los cantos medidos. Los centilos, en caliza, no sobrepasan los 80 ó 90 mm por lo general.

• En los minerales densos transparentes entre sí la asociación viene determinada, en la terraza baja y en la de +15-16 m, por la turmalina (72 a 92%) acompañada en segundo lugar por la estauroлита (4 a 15%). En los ligeros la asociación está compuesta bien por el cuarzo (95%), o por el cuarzo (55 a 80%) y — los carbonatos (19 a 42%). Los feldespatos o están ausentes, como les sucede a las plagioclasas, o no sobrepasan el 6%.

- Valle abandonado de Santiago de la Torre.

Entre Santiago de la Torre (La Huertecilla) y la mesa de Sancho Morderno, al SO de la carretera nacional Madrid-Valencia, hemos identificado y cartografiado con criterios morfológicos y estratigráficos, un valle asimétrico — con un fondo aluvial antiguo, que está colgado respecto a la llanura de inundación del río Záncara, de +2-3 m. Las terrazas de +6-8 m, +15-16 m y +18-20 m — (aguas arriba equivale a la de +30-35 m), se disponen bien diferenciadas a uno y otro lado del eje del valle.

Diversas canteras abiertas a uno y otro lado de la carretera nacional, descubren de 3 a 4 m de materiales de origen fluvial. Un corte síntesis es el siguiente:

a) En la base visible, sets de arena fina y media con estructuras de

347

estratificación cruzada tabular y a veces con gravilla dispersa en las láminas. En otros puntos barras de gravas de fondo de canal con cantos orientados e imbricados. Espesor de 0,50 a 1,20m.

- b) Barras y sets de arena media que son erosionados por paleocanales en los que se reconoce un fondo tipo lag, y están rellenos por cantos y arenas. Las dimensiones de estos canales pueden alcanzar los 5 a 6 m de anchura y el metro de profundidad. Las direcciones de flujo, medidas en las láminas de los sets y en los cantos orientados, oscilan entre los N 50° y N 110°, siempre con sentido Sur. Potencia del término entre 1 y 1,70 m.
- c) Erosivamente barras de cantos con matriz de arena media a gruesa. Contienen lentejones arenosos dispersos y de pequeño desarrollo. A techo del nivel aparecen cuñas rellenas de hasta 0,50 m de profundidad, y zonas de distorsión de cantos por posible influencia de acción periglaciaria (s.l.).
- d) Restos de un coluvión que se apoya sobre el término ya erosionado, y un suelo con un horizonte Bt de color rojo (2,5 YR 5/6) y argilanes moderadamente espesos y discontinuos. Encima un horizonte de lavado, A₂, areno-limo arcilloso, de color pardo fuerte (7,5 YR 5/6). Los carbonatos, poco abundantes, son de tipo columnar o encostramientos de distribución irregular que afectan, solamente, a los niveles fluviales superiores.

Los cantos y composición mineralógica.

La distribución granulométrica de los ejes mayores de dos muestras de cantos, una del término a y otra del c, demuestra que, en las barras superiores, hay casi una total ausencia de cantos, por encima de la clase 60-80 mm, clasificándose la mayoría de ellos en los intervalos 20-40 y 40-60 mm (Cuadro VI-22). Los centilos, en caliza mesozoica, no sobrepasan los 120 mm. La forma de los cantos es subredondeada-subangulosa, estando alguno de ellos

MUESTRAS		barras inferiores	barras superiores
		%	%
Ø en mm.	20-40	68,5	75,5
	40-60	20,0	23,5
	60-80	10,5	1,0
	80-120	1,0	-
ELEMENTOS	Calizas	95,0	90,5
	Cuarcitas	2,0	5,0
	Cuarzos	1,5	3,5
	Silex	1,5	1,0

CUADRO VI-22. Granulometría y espectro litológico en dos muestras de cantos, del fondo aluvial del valle abandonado de Santiago de la Torre.

rodeados por camisas de carbonato o afectados por procesos de alteración, por disolución y karstificación. El elemento litológico caliza (90,5 a 95,0%) es claramente mayoritario en el depósito.

.La composición mineralógica es idéntica a la obtenida en otros depósitos próximos del Sistema fluvial del río Guadiana.

La turmalina es dominante, acompañada secundariamente por la estaurolita; en los ligeros la asociación es la de el cuarzo más carbonato, con presencia de feldespatos.

. Vacimientos prehistóricos.

En las canteras abiertas en los fondos aluviales del valle abandonado de Santiago de la Torre, se recolectaron " in situ " 59 piezas de sílex , de las cuales el 59,3% corresponden a lascas y fragmentos, el 32,2% a núcleos y el 8,5% a utensilios. Las características generales de esta industria son semejantes a otros complejos industriales de la Llanura aluvial de San Juan y de la terraza más baja del río Córcoles. SANTONJA (1980), a pesar de que las series industriales estudiadas han sido cortas, las atribuye al Musteriense - sin precisar la facies por el momento.

- Los depósitos aluviales del Sistema fluvial del río Guadiana aguas abajo de El Provencio y antes de la Llanura de San Juan

El mapa geomorfológico B (fuera de texto), es bastante expresivo de la gran complejidad de la geometría y de las relaciones entre las distintas formas y depósitos cartografiados. La pequeña magnitud en la diferencia de cotas, en que quedan enmarcados los procesos más antiguos con respecto a los más modernos, junto con la superposición, sin duda, de los materiales sedimentados, enriquecen la interpretación evolutiva del conjunto del Sistema flu-

350

vial en el tiempo.

Su disposición en planta se asemeja a un gran cono aluvial que se indenta, al NE de El Provencio, con otro cuerpo sedimentario de parecidas características, transportado y depositado por el río Rus.

La simplicidad de la traza del canal actual, denominado río Záncara, se contrapone brutalmente con la diversidad del relieve creado, por el Sistema fluvial del río Guadiana durante el Cuaternario.

La Superficie superior de la Llanura manchega, a +15-20 m sobre los fondos actuales, es la unidad geomorfológica más antigua del centro de la Depresión. La terraza alta, a +15-16 m, del Sistema fluvial del río Guadiana se encaja algunos metros en dicha superficie. En el sector comprendido entre El Provencio y Socuéllamos esta terraza se coloca en cotas relativas, con respecto al canal del río Záncara, entre +8 y 12 m. Este nivel, desmantelado en muchos puntos, parece tener relación, en el Embalse de los Muleteros, con la Superficie inferior de la Llanura manchega. A través de la cañada de Valdelobos el Sistema fluvial del río Guadiana, ya desde el Cuaternario inferior, recibe aportes del Sur procedentes de Campo de Montiel.

Numerosos valles no funcionales y posiblemente abandonados después de la construcción de la Terraza baja, se han inventariado en la región en estudio. Uno ya señalado es el que se sitúa, con dirección NE-SO, al SO de Santiago de la Torre. Otro, en importancia, es el Paleovalle de Socuéllamos, también con dirección NE-SO, que ponía en comunicación la Llanura de San Juan, con el curso medio-alto del Sistema fluvial del río Guadiana.

El desague del valle de Santiago de la Torre se efectuaba en parte, al menos durante los tiempos más modernos, a través de un valle marginal (Pa-
leovalle de las Mesas) que desembocaba en lo que hoy es el Embalse de los Mule-
teros.

La ausencia de cortes de cierta entidad tan solo nos ha permitido, la toma de muestras de cantos y arenas en algunos de los términos de los perfiles. De esta manera hemos podido controlar mineralógica y litológicamente la Terraza alta, de +15-16 m, inmediatamente al Sur de Las Rochas, estación próxima a la desembocadura de la cañada de Valdelobos en el río Zánacara, también en la Rinconada y Napolitana, lugares situados al NE de Socuéllamos y por lo tanto algunos km al Oeste del punto anterior. Un último control se ha podido establecer en el valle no funcional de Socuéllamos, en las proximidades de la Casa de Malagana.

Los espesores aluviales son muy irregulares y la posición morfológica de los materiales son determinantes para la conservación de este parámetro. Espesores máximos de 8 m se han medido en la Terraza alta, en un pozo de la Casa de la Tinaja; en otras áreas, los depósitos fluviales han sido barridos y aflora el sustrato plioceno, con acumulaciones dispersas de cantos, gravillas y arenas.

En los sectores más meridionales la caliza es el elemento litológico principal (59 a 75%), con fuerte influencia de las cuarcitas y cuarzos (Cuadro VI-23). Los porcentajes del elemento cuarcita pueden alcanzar el 30%. Las costas calizas forman parte de la carga aluvial cuando el depósito está próximo, a los relieves dominantes de la Superficie superior de la Llanura manchega.

En la granulometría de grano, los tamaños se acumulan en la clase 20-40 mm, con una distribución claramente unimodal. Los centilos pueden llegar a los 10 cm, en caliza. La asociación de los minerales pesados está compuesta, en dos muestras (Las Rochas y Napolitana), por los resistentes: turmalina (55 y 57%), circon (16 y 17%) y estauroлита (14%), estos dos últimos acompañan a la turmalina pero con porcentajes significativos. La muestra de la Casa de Malagana, tomada en el fondo aluvial del Paleovalle de Socuéllamos, tiene como mineral mayoritario, también a la turmalina (87%). En los ligeros, el cuarzo es siempre dominante, entre un 47 y 70%. Los carbonatos forman parte de la asociación con porcen

MUESTRAS		Las Rochas	La Rinconada	Napolitana	Ca. Malagana
		%	%	%	%
Ø en mm	20-40	98	88	94	86
	40-60	1	11	6	12
	60-80	1	1	-	1
	80-120	-	-	-	1
ELEMENTOS	Caliza	66	52	75	59
	Cuarcita	17	30	8	26
	Cuarzo	11	18	12	6
	Cong. terciario	3	-	-	8
	Silex	-	-	5	1
	Costra	3	-	-	-

CUADRO VI-23. Granulometría de grano y espectro litológico del Sistema fluvial del río Guadiana, entre la desembocadura de la cañada de Valdelobos y Socuéllamos.

tajes entre el 26 y el 44%. Cabe destacar un 6% de plagioclasas en la muestra Las Rochas.

- *Sumario.*

•El Sistema fluvial del río Guadiana, está constituido, en los sectores nororientales, por un conjunto de terrazas y otros depósitos aluviales que cubren fondos de valle inactivos o amplias superficies, donde destacan las terrazas altas que han sido conservadas, por la presencia de horizontes estructurales duros pliocenos.

En el río Rus se han identificado, en la Llanura manchega, dos niveles de terrazas. La más alta a +6-8 m. La terraza baja, a +2-3 m, tiene una gran extensión lateral y longitudinal, y en ella se encaja la llanura aluvial actual.

En el sistema fluvial al que pertenece el río Záncara, se han podido separar cuatro momentos constructores de terrazas.

La posición altimétrica relativa que ocupan, respecto al cauce actual de dicho río, es aguas arriba de El Provencio de: +2-3 m (Terraza baja), +6-8 m +15-16 m y +30-35 m.

Los valles no funcionales de Socuéllamos y Santiago de la Torre, están sobreelevados de 2 a 3 m, del fondo aluvial del valle actual del río Záncara.

•El medio deposicional es el de un sistema de canales, localmente braided, que discurrirían por múltiples brazos o valles, sobre todo después de la deposición de la Terraza alta. Estas secuencias braided se reconocen en numerosos cortes, como en el de Casa de Perea o en el de el camino de El Provencio a Socuéllamos.

. Los suelos rojos o pardo rojizos están ya presentes, desde la Terraza baja y cubren los fondos aluviales de los Paleovalles de Santiago de la Torre y Socuéllamos.

• Las cargas aluviales en la cabecera del Sistema fluvial del río Guadiana (Figura VI-4), están compuestas en los tamaños mayores de 20 mm, en el valle del río Rus, por caliza (96,5 y 97%), cuarcita (1 y 2%), cuarzo (2%) y silex (0 a 0,5%)

La distribución granulométrica de los elementos mayores o igual a 20 mm, tienen un máximo destacado en 20-40 mm (69,5 y 81%) y otro secundario, acompañante, en la clase 40-60 mm. La forma de los cantos es subangulosa-subredondeada o subangulosa.

En el valle del río Záncara, aguas arriba de El Provencio, el espectro litológico tiene también unas características muy semejantes a los del valle del río Rus, con calizas entre el 90 y el 95%, cuarcitas entre el 0 y el 5%, cuarzos entre el 0 y el 4%, y porcentajes menores de silex y costras calizas. Sin embargo parece observarse un mayor porcentaje de cuarcitas más cuarzos, en estos depósitos del valle del río Záncara. La forma de los cantos es subangulosa-subredondeada o subangulosa.

La granulometría de grano, para la clase 20-40 mm, oscila entre un 67,5% y un 90%, en la de 40-60 mm, entre un 8 y un 30,5%. El resto de las clases, hasta la de 80-120 mm, rara vez sobrepasan el 4% de cantos acumulados. Los centílos, excepcionalmente, alcanzan el tamaño bloque en caliza.

355

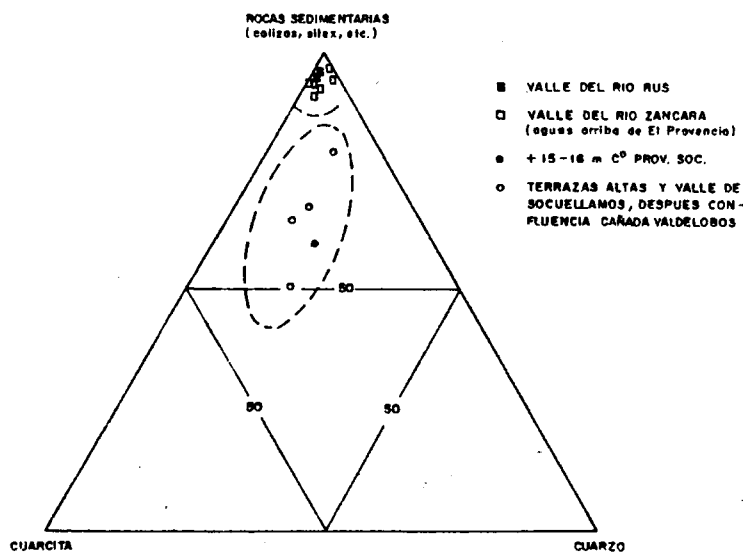
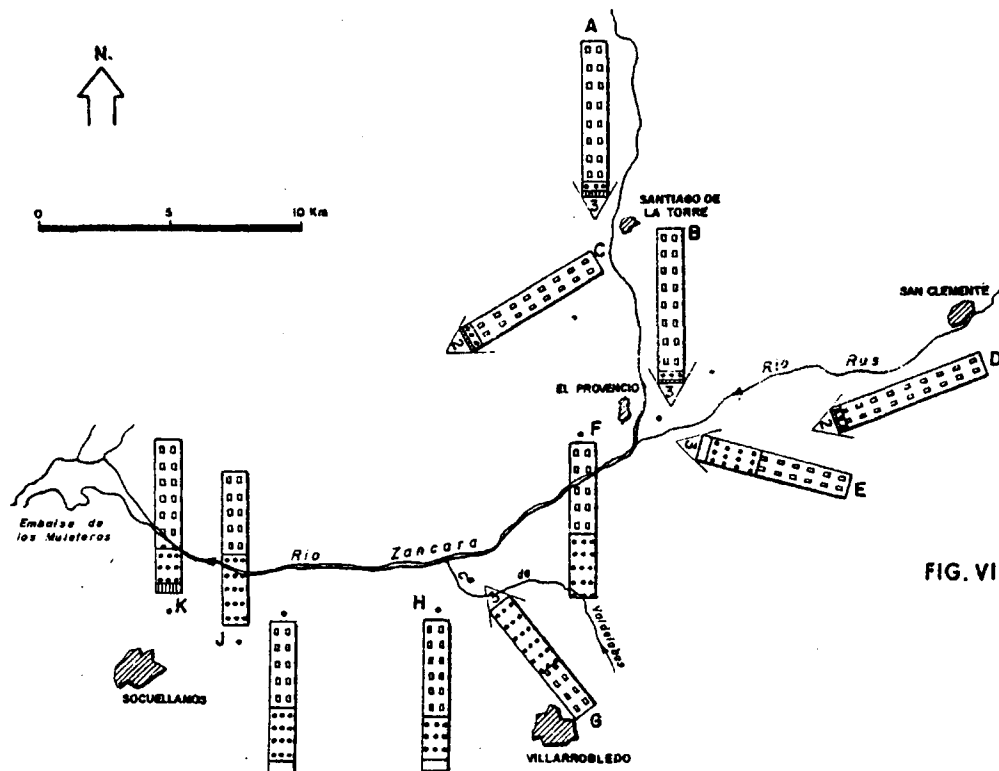


FIG.VI-4.-DIAGRAMA TRIANGULAR DE REPRESENTACION DE LOS ELEMENTOS LITOLÓGICOS MAYORES DE 20 mm DEL SISTEMA FLUVIAL DEL RIO GUADIANA.

La alteración de los cantos calizos, por disolución, puede ser intensa en las terrazas de la parte alta del valle del río Záncara y menos acentuada, aguas abajo de El Provencio. Las camisas o cortezas de carbonatos, que rodean a los cantos, son delgadas y muy a menudo inexistentes. La fracturación no es superior a un 15%, en las muestras de cantos analizadas.

.El Sistema aluvial del río Júcar y la terraza de +15-16 m son coetáneas en su formación. Una zona de mezcla de materiales y conjunción de ambos sistemas, se producía en un entorno próximo a El Provencio. Una contaminación en el nivel de +15-16 m del Sistema fluvial del Guadiana, de los sedimentos -



LEYENDA

LITOLOGIA



- A** Terrazas a +6-8 m, +15-16 m, +30-35 m
- B** Terraza baja +1-2 m
- C** Valle inactivo de Santiago de la Torre (S. Fluvial del Guadiana).
- D** Terrazas del río Rus
- E** Sistema aluvial del río Júcar
- F** Terraza del S.F. del Guadiana +15-16 m
- G** Terrazas de la Cañada de Valdelebas
- H.J.K** Terrazas altas del S.F. del Guadiana
- I** Valle inactivo de Secuellamos (S.F. del Guadiana)

FIG. VI-5.-ESQUEMA DE DISTRIBUCION Y DE RELACION DE LAS CARGAS ALUVIALES MAYORES DE 20 mm EN LOS DISTINTOS SISTEMAS FLUVIALES DE UN SECTOR DE LA LLANURA MANCHEGA.

del Sistema aluvial del río Júcar, en la cantera del camino de El -- Provencio a Socuéllamos, es evidente (Figura VI-5). Las cuarcitas y cuarzos alcanzan porcentajes del 22 y 18%, respectivamente. Aguas abajo, entre la desembocadura de la Cañada de Valdelobos y Socuéllamos, las cuarcitas más cuarzos ya forman parte, en todo el Sistema, de la asociación litológica, con porcentajes globales entre el 20 y el 48%; principalmente por la incorporación de cargas aluviales, muy ricas en esos elementos, a través de la Cañada de Valdelobos, cuya cabecera se sitúa en Campo de Montiel.

• La asociación en minerales densos transparentes entre sí, está caracterizada por la turmalina (del 55 al 92%), acompañada secundariamente por la estauroлита (2 a 16%). El circón alcanza valores porcentuales muy bajos, rara vez superiores al 4%, como les sucede, más marcadamente, a otros resistentes: grat y rutilo. En los ligeros el cuarzo (47 a 95%) es dominante, seguido por los carbonatos (4 a 44%). De entre los feldespatos, los potásicos (1 a 3%), están mejor representados que las plagioclasas (0 a 6%). La forma de grano en las turmalinas y cuarzo es mayoritariamente angulosa y subredondeada, aunque formas prismáticas de turmalinas se conservan relativamente abundantes, del 10 al 12%, en algunas muestras.

• Si comparamos estos resultados mineralógicos con los obtenidos para el Sistema aluvial del río Júcar, existen en los minerales pesados una diferencia señalable entre ambos Sistemas, que es el menor peso en la asociación del circón, en el Sistema fluvial del río Guadiana. En los ligeros ese papel le corresponde a los carbonatos, con media porcentual inferior en el Sistema aluvial del río Júcar.

• De la cantera del camino de El Provencio a Socuéllamos, en la terraza de +15-16 m, provienen los restos de un M. armeniacus y un posible Bos sp.

• Del fondo aluvial del Paleovalle de Santiago de la Torre, se ha recolectado una serie industrial, no muy numerosa, atribuible al Musteriense.

- *El Sistema fluvial del río Guadiana en la Llanura de San Juan.*

Esta comarca geográfica, también llamada Campo de San Juan, para RE—VENGA CARBONELL (1960, p. 161 y 162) se extiende de Norte a Sur desde Alcazar de San Juan y Campo de Criptana—al Norte del curso del río Zancara—hasta el reborde "triásico" del Campo de Montiel, penetrando, por su parte oriental en la provincia de Albacete hasta Villarrobledo. HERNANDEZ PACHECO, E (1932, p. 510 y 521), la da un ámbito geográfico más restrictivo. Nosotros vamos a reservar, en parte, esta denominación para la extensa llanura aluvial que, desde Socuéllamos penetra hacia el Oeste, hasta la confluencia del río Viejo del Guadiana con el río Zancara (Mapa C, fuera de texto). Este plano está relleno por una delgada capa, 2 a 5 m, de aluviones transportados por las antiguas redes del Sistema fluvial del río Guadiana.

La Llanura aluvial de San Juan, tiene forma de un gran rectángulo - con medidas de unos 38 km de largo y una anchura máxima de 14 km, siendo pues su superficie próxima a los 500 km². La altitud media es de 645 m, sobre el nivel del mar, y está inclinada suavemente hacia el Oeste, con una pendiente de un 0,1% .

El río Zancara, en un régimen semipermanente, discurre por un canal

muy mal definido y con sinuosidad muy poco marcada. Se encaja en los aluviones de su valle de 2 a 3 m. Su régimen es palustre, desbordando en las crecidas e inundando extensas áreas. Otros cauces, o canales de menor importancia, son la acequia de Socuéllamos y el río Viejo del Guadiana.

Las primitivas redes del Sistema fluvial del río Guadiana penetraban en la Llanura de San Juan, al Sur, por el valle no funcional de Socuéllamos y al Norte, por el actual del río Záncara. Restos conservados de antiguas terrazas, a +7-10 m sobre la Llanura, se identifican en las partes centrales de la Depresión y a la salida del Paleovalle de Socuéllamos.

Queda por señalar el importante complejo dunar, que ocupa la mitad septentrional de la Llanura y el sistema de conos aluviales formados por la irrupción, en la planicie aluvial, de materiales transportados en medio acuoso, que provienen de los relieves marginales que enmarcan la Llanura aluvial de San Juan.

Los datos de campo de que disponemos son escasos, la ausencia de cortes naturales, junto con la pobreza de obras de cantería, forzosamente han limitado los muestreos y observaciones a unos pocos puntos o sectores. De Este a Oeste, los hemos agrupado en los siguientes:

. Area situada al Oeste del Paleovalle de Socuéllamos.

Se han visitado numerosos pozos dispuestos en el ángulo que forman las carreteras de Socuéllamos a Casa de los Arboles y a Tomelloso. En superficie siempre hemos encontrado un horizonte A arenoso, de lavado y de color claro,

con potencia máxima de 0,40 m. En el yacente, a veces, hasta 2 m de una arena fina arcillosa rojiza o amarillenta, masiva, que está carbonatada cuando están próximos los relieves calizos. Los depósitos fluviales, propiamente dichos, están formados por arenas finas a medias con estratificación cruzada, y lentes o barras de cantos y gravilla, de composición litológica de: cuarcita, — cuarzo y caliza. El espesor observable, en estos términos fluviales, puede alcanzar los 3 m. Se apoyan siempre sobre caliza pliocena que está fuertemente karstificada y rellena por Terra rossa. En ocasiones una brecha caliza soldada, se interpone entre los sedimentos fluviales y las capas pliocenas calizas.

. Canteras al SE de los Arenales de la Moscarda

En una de estas canteras se encuentran los mejores cortes de la Llanura aluvial de San Juan, de muro a techo se han identificado los siguientes términos:

- a) Sobre un sustrato, en algunos puntos fuertemente erosionado, formado por una marga calco-arcillosa afectada por procesos de — pseudogleyización, con colores verdosos (2,5 Y 7/4) y amarillentos (10 YR 6/6), se dispone:
- b) Un depósito de fondo de canal, mal estructurado, compuesto por cantos de pequeño tamaño ($T_m = 2$ cm; $T_m = 3$ cm) y matriz arenosa. Encima, erosivamente, una duna de arena fina a media, moderadamente clasificada, con gravilla en las láminas. A techo, unos 4 cm de arena con características texturales parecidas a la duna inferior y con laminación de ripples. Potencia total 0,60 m.

361

- c) Erosivamente un coiset de arena fina a gruesa con gravilla, en $T_m = 0,5$ cm y $T_M = 2$ cm, preferentemente, en los sets inferiores. Espesor máximo 0,70 m.
- d) Un paleocanal relleno por gravas ($T_m = 3$ cm, $T_M = 6$ cm), erosiona el término precedente. La orientación y estructura de los cantos es poco precisa, y tiene escasa o nula matriz arenosa. Profundidad máxima 0,50 m.
- e) Erosivamente una barra de canal, con cantos en T_m de 3 cm y T_M en 5 cm, con laminación oblicua. Sigue una rápida alternancia de sets de arena gruesa, con diversa proporción de cantos y gravilla en las láminas. El set superior está cementado. Espesor máximo 1,60 m.
- f) Una nueva barra formada por gravas y gravillas, en T_m de 1 cm y T_M de 4 cm, con laminación oblicua y matriz arenosa. Hacia la parte superior aumenta la proporción de arena. Espesor 0,70 m.
- g) Una línea de cantos pavimenta una cicatriz erosiva sobre el término inferior.
- h) Arena y gravilla, sin ordenación aparente, de origen coluvionar, con una línea de cantos a techo del depósito. Espesor entre 0,30 y 0,60 m.
- i) Un suelo compuesto por un horizonte A, areno-arcilloso, con alguna

gravilla, de consistencia ligeramente duro y de color pardo o pardo fuerte (7,5 YR 5/4 - 5/6). Debajo un horizonte Bt, areno arcilloso, con cutanes delgados y zonales, y color pardo rojizo o rojo (2,5 YR 5/8), según las zonas.

Características petrográficas.

Se han realizado cuatro muestreos de cantos. El más oriental en la desembocadura del valle no funcional de Socuéllamos, algo al NO de Cuesta Blanca. Otro, en las canteras del cruce de la carretera de Tomelloso a Pedro Muñoz con el río Záncara (Casa de los Bueyes). Un tercero en las canteras situadas al SE de los Arenales de la Moscarda y, finalmente, en una explotación próxima a la carretera de Tomelloso a Alcazar de San Juan, al Norte de Alameda de Cervera.

MUESTRAS mm	NO Cuesta Blanca %	Casa de los Bueyes %	SE. A. de la Moscarda %	N.A. de Cer- vera %
20-40	61	90,5	88,5	93,0
40-60	33	7,0	10,0	7,0
60-80	5	2,0	1,5	-
80-120	1	0,5	-	-

CUADRO VI-24. Distribución granulométrica en porcentajes según las clases establecidas.

363

MUESTRAS ELEMENTOS	NO Cuesta Blanca %	Casa de los Bueyes %	SE A. de la Moscarda %	N.A. de Cer vera %
Cuarcitas	62,0	4,5	5,5	2,0
Cuarzos	2,0	4,5	3,0	-
Calizas	35,0	90,5	90,5	98,0
Silex	1,0	0,5	1,0	-

CUADRO VI-25. Espectros litológicos en porcentajes.

La distribución granulométrica del tamaño del grano (Cuadro VI-24), es semejante en tres de las muestras, con un máximo destacado en la clase 20-40 mm y porcentajes muy débiles en el resto de las clases. La muestra de Cuesta Blanca es anómala frente al conjunto de las otras tres. Los centilos, en caliza y cuarcita, oscilan entre los 58 mm y los 100 mm.

En los espectros litológicos (Cuadro VI-25), se demuestra la sustitución de carga que se efectúa de Este a Oeste. En Cuesta Blanca todavía es predominante la cuarcita (62%), para pasar a ser netamente mayoritaria la caliza (90,5 a 98%), en los otros puntos del muestreo. Se puede añadir que la muestra de Casa de los Bueyes, está contaminada por cuarcitas que provienen de las facies canalizadas pliocenas que afloran en los alrededores del puente, sobre el río Záncara, en Torre de Becejato y Molino de Caicedo.

El porcentaje mayoritario de elementos calizos, en la cantera de Alame

da de Cervera, es debido a la influencia lateral de las cargas aluviales del -
llamado río Guadiana.

La forma de los cantos es mayoritariamente subangulosa, con o sin -
cortezas de carbonato, mostrándose los cantos calizos nada o medianamente al-
terados.

. Composición mineralógica

En los minerales densos la asociación queda definida por la turmalina (75 a 85%), en las cuatro muestras analizadas, acompañada por los también
resistentes: estaurolita (4 a 11%) y circón (1 a 10%). El rutilo y granate al-
canzan valores siempre inferiores al 4%.

El cuarzo (48 a 93%) domina en los ligeros, aunque los carbonatos
(5 a 49%), pueden formar parte de la asociación. Los feldespatos están ausen-
tes o muy debilmente representados.

La morfología de los granos es subredondeada a angulosa en los cuar-
zos y turmalinas.

La asociación de pesados y ligeros conserva las características pro-
pias del Sistema fluvial del río Guadiana.

. Industria lítica

Durante la campaña de campo de 1976 se encontraron tres yacimientos

de industria lítica, que fueron muestreados más tarde junto con SANTONJA y QUE-ROL. Las conclusiones preliminares de su estudio (SANTONJA), parecen demostrar que los conjuntos industriales recolectados pertenecen al Musteriense. Dos de estos yacimientos se localizan en las canteras próximas a Casa de los Bueyes y al S.E. de los Arenales de la Moscarda. El tercer yacimiento, de superficie, es está en un depósito a +4/6 m sobre la Llanura aluvial de San Juan, en las proximidades del Molino de la Torre.

6.1.3. El río Guadiana en el límite occidental de La Mancha.

En estos lugares del Campo de Calatrava, transicionales entre la Mancha y Montes de Toledo, conocemos algunas precisiones acerca del número, procesos y edad de las terrazas del río Guadiana y sus afluentes.

La idea generalizada, como se decía para el resto de la Llanura manchega, era la ausencia de terrazas en el valle del río Guadiana. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1928), en su trabajo acerca de "Los cinco ríos principales de España y sus terrazas", no da ninguna para el río Guadiana en su tramo de la Mancha. Sí, en cambio, refiere tres niveles, a +7, +17 y +80 m, en la terminación del tramo fluvial en Montes de Toledo. Más recientemente, MOLINA, PEREZ-GONZALEZ y AGUIRRE (1971), localizan dos niveles de terrazas para el río Guadiana y tres para el Jabalón, en áreas situadas al Sur de Ciudad Real.

MOLINA (1974 y 1975), realiza un estudio más detallado del valle del Guadiana en su tesis doctoral y encuentra que en la Mancha, el río Guadiana, no ha depositado terrazas, pero sí en la zona de Campos de Calatrava y en lo que él llama "Zona de transición", que es donde comienzan a aparecer afloramientos paleozoicos de Montes de Toledo.

El perfil longitudinal del río Guadiana tiene numerosos cambios de pendiente, aguas abajo del puente de la carretera de Ciudad Real a Toledo, y es mucho más tendido y uniforme aguas arriba.

El río Guadiana y su afluente el río Jabalón en la zona de confluencia, es donde presentan un mayor número de terrazas (perfil del Puente de las Ovejas). En el río Guadiana se han descrito los siguientes niveles: +2-3 m, — +5-6 m, +8 m, +11-13 m, +16-18 m y +22-28 m. En el río Jabalón: +2-3 m (?), — +7 m, +10-12 m, +19-21 m, +25-27 m, +31-33 m, +40-43 m y +45-50 m (?). Los elementos litológicos de las terrazas del río Guadiana están compuestos, al menos en los niveles de +2-3 m, +6 y +12 m, por cuarcita en su mayoría, cuarzo, caliza y pizarras, agrupándose en el intervalo 40-100 mm, más del 50% de los cantos de cuarcita. Los cuarzos y calizas no sobrepasan los 80 mm de eje mayor. — Una conclusión que merece resaltarse (MOLINA, 1975 p. 70), "es que las terrazas del Guadiana en Campos de Calatrava están constituidas por materiales detríticos heredados de sus afluentes", lo que representaría una discontinuidad de los aportes de carga, para los tamaños superiores a los 20 mm, de las zonas situadas más hacia el Este.

Suelos rojos con horizontes argílicos bien desarrollados se encuentran ya sobre la terraza de +6 m del río Guadiana. En el resto de las terrazas no se han descrito ningún perfil edáfico, posiblemente por desmantelamiento de las partes altas de las mismas.

En Campos de Calatrava dos épocas de formación de suelos rojos han quedado evidencias por MOLINA (oo.cc. y 1976), y MONTURIOL, GALLARDO y ALEIXANDRE (1970). Ambos paleosuelos, el inferior presenta mayor grado de evolución,

están relacionados con depósitos de ladera (perfil del km 182 de la carretera de Toledo a Ciudad Real), o con materiales volcánicos de posible arrastre fluvial que rellenan un fondo de cubeta en Almagro. Suelos rojos fosilizados por coladas basálticas, han sido relatados por MONTURIOL et al. (o.c. fig. 2, p. 562).

. Industrias líticas

En Campos de Calatrava se han encontrado gran número de yacimientos pertenecientes a diferentes secuencias culturales, desde el paleolítico inferior al epipaleolítico. Han sido estudiados por SANTONJA y REDONDO (1973), SANTONJA, QUEROL, y PEÑA (1977), SANTONJA (1977), y SANTONJA y QUEROL (1979): El yacimiento más antiguo está en una terraza del río Jabalón (+19-21 m), es una sola pieza atribuible a un nivel preachelense. El resto de las industrias, - con series más numerosas, están referidas a los niveles de terrazas de: +11-13 m y +6 m del río Guadiana, y a la de +7 m, del río Jabalón. Las industrias del nivel de +11-13 m serían del Achelense medio, y las de los niveles de +6 m y +7 m pertenecerían al Achelense medio evolucionado.

Industrias Musterienses, asociadas con un paleosuelo rojo, se encuentran en la vertiente SE del Monte La Atalaya, en las inmediaciones de Ciudad Real. Este suelo rojo puede relacionarse con el último suelo rojo de La Azucera, perfil del Km 182 de la carretera de Toledo a Ciudad Real, lo que le lleva a una edad temprana del Paleolítico medio, posiblemente un Würm I, o anterior (SANTONJA et al. 1977, o.c. p. 255).

- El yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava.

Fue estudiado por HERNANDEZ-PACHECO, E. (1921). D. Antonio Martínez y Fernández Castillo, dió la noticia del descubrimiento de un molar de elefante bajo una capa de materiales volcánicos. HERNANDEZ-PACHECO, lo sitúa a 1,5 km al Este de Alcolea de Calatrava y a menos de 1 km de la actual margen del río Guadiana. El material paleontológico apareció en el fondo de un pozo, abierto para aguas de riego.

La columna estratigráfica conservada es la siguiente de techo a muro:

- a) 2,30 m de lápillis basálticos.
- b) 2,20 m de caliza tobácea.
- c) visibles hasta 1,50 m de aluviones, formados por arenas y gravas de elementos cuarzosos. En este término, y por debajo del nivel freático local, apareció la fauna, a unos 5,50 m de la boca del pozo.

Los restos fosilíferos encontrados fueron clasificados como pertenecientes a:

Elephas meridionalis NESTI

Hippopotamus amphibius LINNE, subesp. major OWEN.

Equus caballus fossilis CUV.

Cervus sp.

Esta lista faunística fue revisada por SCHLOSSER (1921)* y comprende las

* En CRUSAFONT (1961, p. 186)

especies de:

Mammuthus meridionalis NFSTI

Equus cfr. mosbachensis

Hippopotamus amphibius major

Cervus (Euctenoceros) dicranios

Leptobos etruscus

La edad de estas faunas ha sido atribuida por CRUSAFONT (1961) al Villafranquiense superior. MOLINA et al 1972 o.c. p. 7 y 8, y AGUIRRE, MOLINA, PEREZ-GONZALEZ y ZAZO (1972, p.3), discuten la posición de este yacimiento, concluyendo que, verosimilmente, puede situarse en el subestadio faunístico 5 de AZZAROLI (Il Tasso), lo que le llevaría al Villafranquiense superior medio.

No pocas dudas ofrece la posición de este yacimiento en el contexto morfoestratigráfico de la región. Para MOLINA (1975, o.c. Fig. 25, p. 78 y 79), la boca del pozo, está a unos 8 m por encima de la lámina de agua del río Guadiana y por lo tanto el yacimiento quedaría, en cotas absolutas, casi al nivel actual del río y desde luego la terraza de +6 m, fosilizaría este depósito más antiguo.

Los datos de HERNANDEZ-PACHECO, E. (1928, o.c. p. 64), aparentemente, entran en contradicción con los aportados por MOLINA (oo.cc.). Para el yacimiento de Valverde dice: "El aluvión fosilífero está a 5,50 m bajo la superficie y a una altura sobre el río actual que calculo en unos 12 m". HERNANDEZ-PACHECO, E. (1921 o.c.) describe al sedimento, que envolvía al conjunto fósil, formado por "arenas y gravas de elementos cuarzosos", cuando los espectros litológicos realizados por MOLINA (1975, o.c.) demuestran que, en las terrazas del río Gua—

diana, los elementos dominantes son las cuarcitas y en proporciones mucho menores los cuarzos, pizarras, etc.

Evidentemente no tenemos solución, en este momento, para las contradicciones que la literatura geológica de la zona presenta, una consideración inmediata es que el pozo visitado por MOLINA no correspondiera al del yacimiento fosilífero. Cabe también la posibilidad de que HERNANDEZ-PACHECO, estuviera equivocado en sus apreciaciones y descripciones. Sin embargo hay que consentir que la posición en el espacio del yacimiento fosilífero, por su edad del Pleistoceno inferior, invita a considerar procesos diastróficos o perturbaciones locales de importancia que le han situado en su lugar actual, habida cuenta de que la terraza de +11-13 m del río Guadiana, contiene industrias del Achelense medio.

6.1.4. Las terrazas de los ríos Jarama, Henares y Manzanares.

Cuenca del Tajo.

En la Submeseta meridional o Depresión de Castilla la Nueva, los valles de los ríos Jarama, Henares y Manzanares, encajados profundamente en los materiales terciarios, forman un sistema fluvial interrelacionado que drena el territorio que se encuentra al Norte y NE de la región de Madrid.

El río Tajo que recorre casi en dirección Este-Oeste la Depresión, recibe por su margen derecha en Aranjuez, al río Jarama, al que ya han vertido, aguas arriba, en Vacia-Madrid y en Mejorada del Campo, sus afluentes: el Manzanares y el Henares.

La literatura geológica y geomorfológica acerca de estos ríos y sus terrazas es abundantísima. Nosotros recogeremos, muy escuetamente, los hechos - principales que nos vayan a servir más tarde para relacionar procesos y otros eventos, con la historia cuaternaria en la Llanura manchega.

- *Valle del Jarama.*

En primer lugar nos referiremos al tramo comprendido entre Casas de Uceda, en la cuenca alta, y la confluencia del río Jarama con el río Henares.

En estos sectores se han estudiado diversos perfiles de terrazas, de diferentes ópticas, por numerosos autores: VAUDOUR (1969-1979), PEREZ-GONZALEZ (1970), ALDONZA (1974), ALEIXANDRE, GALLARDO, ALDONZA, PEREZ-GONZALEZ y PINILLA (1974), ALEIXANDRE, PEREZ-GONZALEZ, PINILLA y GALLARDO (1977), LOPEZ VERA y PEDRAZA (1976).

Estos trabajos parecen concluir en que la secuencia de terrazas está formada por los siguientes niveles: +2-3 m (llanura aluvial), +7-9 m, +13 m, +28-29 m, +40-41 m, +52-54 m, +69-70 m, +115-116 m, +138-139 m y +150-155 m. La Raña ocuparía cotas relativas por encima de los +200 m.

Las terrazas bajas, hasta la de +28-29 m, están bien representadas y con afloramientos bastante continuos y preservados. Las medias y altas, en cambio, se encuentran fuertemente disectadas por las arroyadas y sus depósitos - aluviales y suelos, en muchas ocasiones, están parcialmente desmantelados o de capitados en sus horizontes superiores.

Estas terrazas se presentan siempre escalonadas, tan sólo las más modernas pueden estar suavemente solapadas. La terraza de +28-29 m, marca un claro escarpe morfológico en la región.

Los espesores conservados no parecen sobrepasar los 5 m de potencia. Las cargas aluviales gruesas son muy semejantes en todos los perfiles de terrazas: cuarcitas, cuarzos, pizarras, granitos, etc. Los elementos más frágiles o alterables, como las pizarras y las rocas cristalinas, van perdiendo importancia porcentual aguas abajo. Las arenas por lo general se agrupan en las fracciones medias o gruesas y están moderadamente clasificadas. En algunas muestras el limo más arcilla ($\leq 0,062$ mm), puede alcanzar valores de hasta el 38% sobre el total de la muestra.

Las especies mineralógicas dominantes en las terrazas, son para los minerales densos transparentes entre sí: estauroлита-granate-sillimanita. En los ligeros es el cuarzo acompañado por los feldespatos. La influencia del río Lozoya en la asociación mineralógica de las terrazas del perfil de Valdepiélagos es clara, en él la asociación, es una mezcla de la del río Jarama alto y el Lozoya.

Los suelos, sobre las terrazas, están caracterizados por los suelos pardos no cálcicos con horizontes texturales, en las terrazas bajas y medias, y los suelos pardos lixiviados en las más altas. Los suelos rojos mediterráneos se reconocen desde la terraza de +28-29 m, en el perfil de Algete, situado en posición más meridional que el de Valdepiélagos.

El yacimiento de industria lítica mejor conocido es el del Alto de -

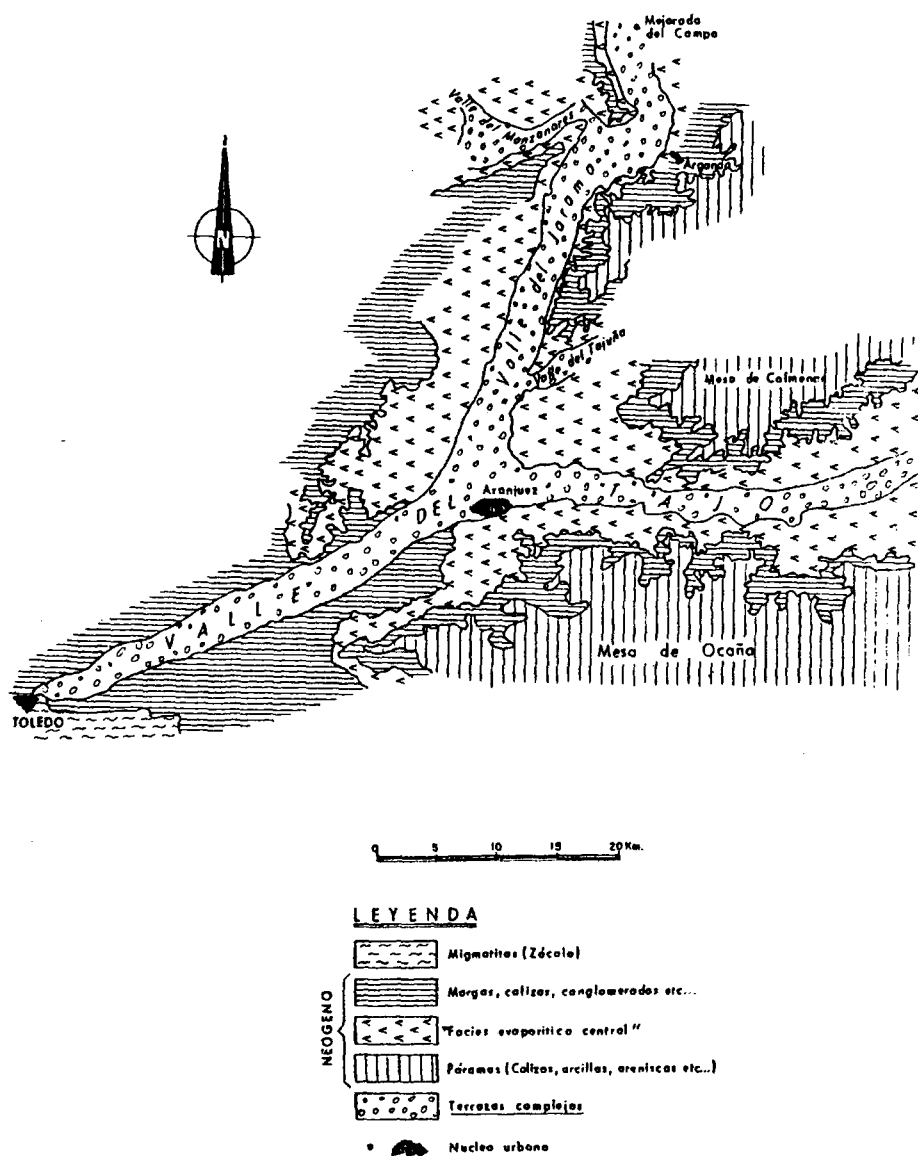


FIG. VI-6'. - LOCALIZACION DE LAS TERRAZAS DEFORMADAS Y FUNDIDAS EN LA DEPRESION DEL TAJO. Nótese como las terrazas complejas sobrepasan, en el Valle del Tajo, la "Facies evaporítica central"

los Molinos, posiblemente de la terraza de +40-41 m, al que SANTONJA y QUEROL (1977), comparan con el Achelense medio inicial de Pinedo.

Después de la confluencia del Henares con el Jarama, en Mejorada del Campo, las terrazas bajas sufren un profundo cambio, llegando a producirse una inversión de los depósitos de las mismas y la Llanura aluvial se construye superpuesta a los materiales más antiguos. Un análisis detallado de este fenómeno y sus causas está en PEREZ-GONZALEZ (1971). Aquí basta decir que este efecto se produce cuando los ríos de la Depresión de Castilla la Nueva penetran en la facies evaporítica central, de tal forma que las terrazas inferiores se funden y se hacen complejas (Fig. VI-6').

Un perfil representativo es el de la Figura VI-6. Está realizado al Sur de Velilla y en él se observa como, los depósitos aluvionares de las primeras terrazas escalonadas, en otros tramos del valle, son sustituidos por un cuerpo sedimentario de enorme espesor y de estratigrafía muy complicada (PEREZ-GONZALEZ 1980).

Otros hechos que ocurren de gran trascendencia geomorfológica, son la reducción del número de terrazas y la disminución de cotas relativas para las más altas.

Estos potentes depósitos de la terraza de "+15-20 m", están documentados cronológicamente por el yacimiento de industria de Las Acacias, en las proximidades de Mejorada del Campo (SANTONJA y QUEROL, 1977 o.c.). SANTONJA (1976), y SANTONJA y QUEROL (1977 a, 1977 b y 1977 c), señalan gran cantidad de ellos en esta parte del valle, recogidos de los autores antiguos pero, desgraciadamente, sin control estratigráfico. Las secuencias cul-

turales irían desde las equivalentes a Pinedo a las postpaleolíticas.

De la cantera de Aridos, S.A., en la Llanura aluvial de Arganda, recolectamos defensas y molares pertenecientes a un P. antiquus (PEREZ-GONZALEZ, FUENTES VIDARTE y AGUIRRE, 1970). Al año siguiente (PEREZ-GONZALEZ, 1971, o.c) describimos la estratigrafía de los frentes de cantera y separamos cuatro unidades litoestratigráficas que denominamos de abajo a arriba: Arganda I, II, III y IV. A techo de Arganda I apareció, en facies tipo de Llanura inundación, un yacimiento in situ de suelos de ocupación con fauna e industria asociadas. Este yacimiento fué excavado completamente por SANTONJA y QUEROL en el verano de 1976. Los resultados de la excavación han sido publicados en diversos trabajos. Un estudio completo se puede encontrar en SANTONJA, LOPEZ MARTINEZ y PEREZ-GONZALEZ, Ed. (1980). Otras comunicaciones están reseñadas en el Capítulo de Bibliografía.

Arganda I, contiene una industria del Achelense medio con rasgos de antiguo y una microfauna de grado evolutivo intermedio entre las de Saint Esteve Janson (-370.000 años) y el Arago (-320.000 años). Arganda II podría ser — equivalente al yacimiento de Las Acacias y a los niveles inferiores de San Isidro, con industria del Achelense medio típico.

Arganda III, que no está afectada por los movimientos distensivos que disturbaron a Arganda I y II, podría datarse como del final del Pleistoceno medio.

Arganda IV representaría en parte estadios más modernos del Pleistoceno superior e incluso del Holoceno.

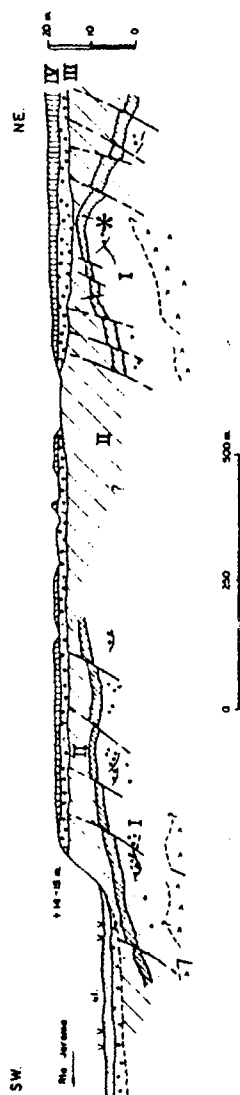


FIG. VI-7.- Corte presunto de los depósitos de la terraza de + "5-20 m." Muestra las relaciones entre las unidades litostrográficas Arganda I, II, III y IV "al." llénvra el nivel del río Jerame * posición de los yacimientos de Arcos Superiores Gacetas (1980)

Las relaciones estratigráfico-estructurales entre estas unidades, es tán claramente establecidas en la figura VI-7.

- *Valle del Henares*

La región mejor conocida es la comprendida entre Guadalajara y la confluencia del río Henares con el río Jarama. Al igual que en el Jarama, moderna- mente, se han estudiado las terrazas desde distintas perspectivas destacando - los escritos de : VAUDOUR (1969 y 1979), GALLARDO y VAUDOUR (1969), PEREZ-GONZALEZ y ASENSIO AMOR (1973), PEREZ-GONZALEZ, ALEIXANDRE, GALLARDO, PINILLA Y MEDINA (1974), LOPEZ VERA (1974) y LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR (1978).

La secuencia de terrazas en el perfil de Meco (fig. VI-8), está compues ta por los niveles de: +3-4 m (llanura aluvial), + 8 m, + 11 m, + 24 m, + 30 m + 38 m, + 64-66 m, + 73-75 m, + 88 m, +104-106 m, + 124-126 m, + 140-142 m, - + 156-158 m. Las terrazas bajas pueden solaparse entre si (niveles de +3-4 m, +8m y +11 m), estando el resto colgadas unas con respecto a otras. La superficie de +196-198 m (La Moreria) y las plataformas dominantes del perfil de Algete, como el Llano del Navajo, que se habían asimilado a la Raña, aunque cierta mente con dudas, LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR (o.c.) las encuentran encajadas en ella al Norte de Torrejón del Rey. La Raña con cotas absolutas de 820 m está, por lo tanto, a +210 m, aproximadamente, del cauce actual del río Henares.

Las secuencias de terrazas están bien conservadas aguas arriba de Alcalá de Henares y más disectadas, las medias y altas, desde Alcalá de Henares a la confluencia con el río Jarama. El gradiente de pendiente oscila entre el 1 y el 2%, para las terrazas situadas por encima de +73-75 m, siendo inferior al 1%.

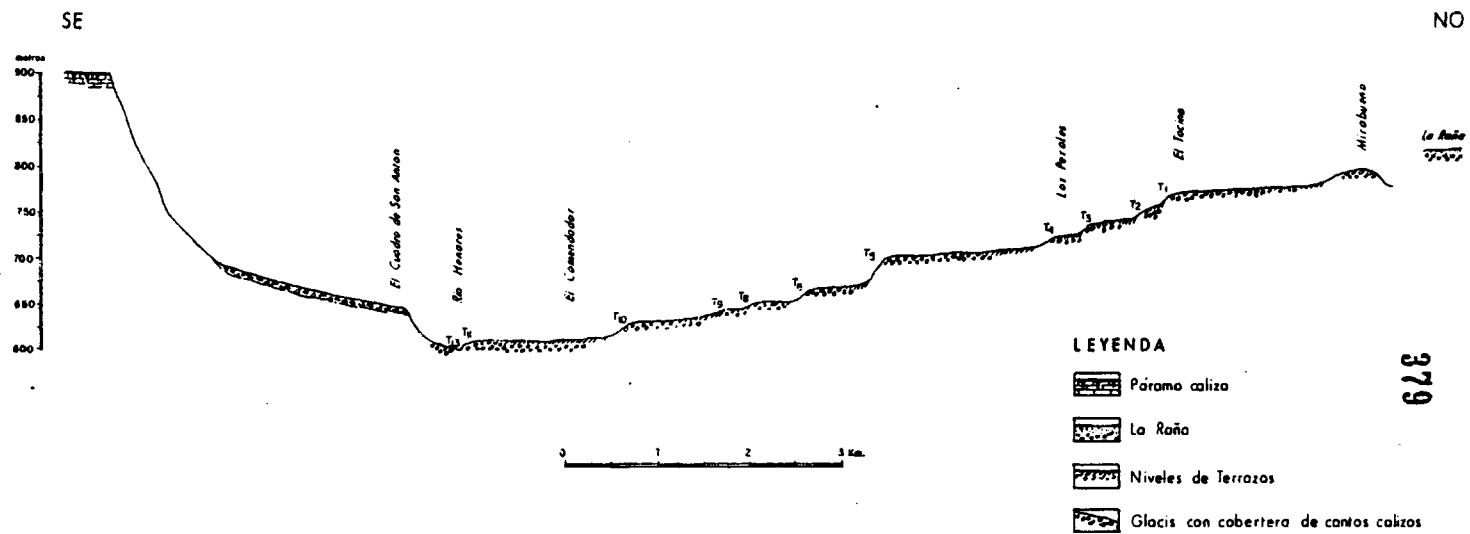


FIG. VI-8.- PERFIL TRANSVERSAL AL RIO HENARES, DESDE LOS SANTOS DE LA HUMOSA AL PUNTO MIRABUENO

para las bajas y medias.

Los depósitos fluviales no sobrepasan los 4-5 m de espesor. Las litologías de las gravas son de cuarcita, cuarzo y caliza, rara vez aparecen otras como micacitas, gneis micáceos y granitos. Se acumulan en la clase 20-80 mm. En algunos niveles de terrazas el centilo puede alcanzar la fracción bloque. Las arenas, moderadamente clasificadas, tienen tendencia a agruparse en la clase de arena media y casi nunca los limos más arcillas, toman valores superiores al 10% sobre el total de la muestra. La composición mineralógica (ALEIXANDRE, FEREZ-GONZALEZ, PINILLA y GALLARDO 1977 o.c.), para todas las terrazas, es idéntica a la de la Facies Guadalajara (BENAYAS, PEREZ MATEOS y RIBA 1960, PEREZ MATEOS y BENAYAS 1963), que está formada por: estauroлита-granate-turmalina, siendo mayoritario el cuarzo en la fracción ligera.

La toposecuencia de suelos es más compleja que la referida para el valle medio alto del río Jarama. De los suelos poco evolucionados y pardos calizos de las terrazas bajas (+3-4 m y +8 m), se pasa al suelo pardo mediterráneo y suelo pardo no cálcico (niveles de +11 m y +24 m). A partir de la terraza de +30 m, hasta la de +150-156 m, encontramos suelos rojos mediterráneos de borde y suelos pardos no cálcicos en áreas interiores. La Raña y la superficie de +196-198 m, soportan un planosol.

- *Valle del Manzanares*

Vamos a recoger en este apartado lo dicho ya por nosotros recientemente

te (PEREZ-GONZALEZ, 1980 p.c.), acerca del número y disposición de las terrazas del río Manzanares. Lo completaremos con algunos datos válidos de yacimientos prehistóricos y la justificación de la no utilización cronológica, de las faunas de vertebrados halladas en Madrid y alrededores.

Las terrazas del río Manzanares y concretamente la terraza de San Isidro, son conocidas desde la mitad del siglo pasado. Sin embargo, siguen sin ofrecer un cuadro coherente, en cuanto a número, edad y posición dentro de su valle, a pesar de los distintos trabajos que se han realizado sobre ellas. En la actualidad, parece imposible poder completar su estudio. El crecimiento de Madrid con la consiguiente pérdida de muchos yacimientos y afloramientos, hace difícil el empeño. PRADO (1864) observa que el "diluvium" en el río Manzanares no se hallaba sólo en el fondo del valle, sino también a 20, 30 y aún a 40 metros más arriba. Dibuja por primera vez un corte de los areneros de San Isidro y relata su estratigrafía. Más tarde VILANOVA (1872) y ROYO GOMEZ (1929), añaden nuevos datos y precisiones a la secuencia de PRADO.

Debemos a OBERMAIER (1925), el esquema de: terraza inferior a -2-4 m, terraza baja a +5 -7 m, terraza media a +14 m y terraza alta a +30 m. Estas alturas relativas están referidas a la base de las distintas terrazas. La terraza alta, cuya base se sitúa a +30 m, sobre el río Manzanares, sería la de San Isidro. RIBA (1957), extiende este esquema al resto de las secuencias de terrazas depositadas por los ríos Jarama y Henares en la región de Madrid.

ROYO GOMEZ (o.c.), en la memoria de la hoja geológica de Madrid, establece con claridad una secuencia de terrazas del río Manzanares. Estas se encuentran regularmente representadas en la margen derecha, desde el Pardo has-

ta algo más abajo de la Casa de Campo. Vuelve a situar el muro de la terraza de San Isidro a +30 m, sobre el Manzanares, y a +45 m el techo de la misma. Reconoce un hecho fundamental: que hasta dicha terraza los depósitos aluviales del Manzanares son poco potentes (1 a 2 metros), pero que a partir de ese punto engrosan alcanzando los 10-15 m. Analizando su escrito, y los numerosos cortes que ofrece del valle del Manzanares, se saca la conclusión de que al menos distinguió 6 terrazas, con cotas relativas que irían de los +6 - -8 m, a +100 m, ésta última representada, con duda por su parte, en el Cerro de Garabitas.

VAUDOUR (1969), localiza al menos cinco terrazas en la ribera derecha, a la altura de la Casa de Campo-Cerro de Garabitas, con alturas relativas a: +5 -8 m, +12 - 22 m, +30m, +60 m y + 75 m, éstas últimas soportan un suelo pardo rojizo muy degradado.

En el valle bajo del Manzanares entre Perales del Río y la confluencia con el río Jarama, extensos y potentes depósitos fluviales han sido cartografiados y descritos (PEREZ-GONZALEZ y MIGUEZ MARIN, 1975). Solapados entre sí se encuentran la llanura aluvial y una terraza, cuya cota más alta sobre el canal del Manzanares se sitúa a +18 -20 m. Esta terraza, deformada y muy potente, posiblemente algunas decenas de metros, está sobreexcavada en la región de Perales del Río, quedando el borde de talud a unos 12 m por encima de la lámina de agua del río Manzanares. No se puede asegurar con los datos actuales que esa forma represente un rellano de erosión o esté construido por depósitos más modernos, sobre la terraza anterior más antigua.

Como resumen final, podemos decir que entre San Isidro y la presa -

del Pardo, las terrazas del río Manzanares se presentan escalonadas, unas con respecto a otras, y con delgados depósitos aluviales. Dos zonas parecen idéneas, siempre en la margen derecha, para el estudio de estas secuencias, una próxima al Pardo: la Zarzuela, donde al menos y por reconocimiento fotogeológico, se reconocen 6 terrazas o rellanos (algunos, los más bajos, ya vistos por ROYO GOMEZ, o.c.), que aguas abajo tienen clara correlación con niveles del Hipódromo. La otra en la Casa de Campo, entre el Cerro Garabitas, Puente de los Franceses y Arroyo de los Meaques. Aquí la secuencia de terrazas, si exceptuamos alguna de las bajas, parece estar completa, siendo la más alta la situada en el Cerro de Garabitas a +90 -94 m. Es posible concluir, teniendo en cuenta los dos perfiles investigados, La Zarzuela y la Casa de Campo, que la secuencia de terrazas, en esta parte del valle, está constituida, desde la llanura aluvial situada a +2 -3 m, por la de: +10 -13 m, +16 -18 m, +30 -32 m +36 -40 m (?), +54 -57 m, +66 -69 m, +82 -84 m y +90 -94 m.

Restos de un suelo pardo rojizo SYR 5/6, con horizonte argílico, se reconocen sobre los delgados lechos de gravas, desde la terraza de +30 -32 m, a la de +90 -94 m.

Un cambio en la geometría y disposición de las terrazas, se produce entre San Isidro y Villaverde Bajo. Del sistema escalonado de terrazas, todas colgadas unas con respecto a otras, pasamos a un sistema donde la llanura aluvial actual, cubre o solapa a depósitos más antiguos muy potentes y con una estratigrafía compleja. Este cambio de geometría coincide, al igual que en el Jarama, con la aparición de las masas yesíferas de la facies evaporítica central, como substrato. Indudablemente las terrazas de Perales del Río se sitúan topográficamente por debajo de la de San Isidro, pero son necesarios otros da

tos, además de los geológicos o geomorfológicos, para poder encajar con exactitud estos depósitos, dentro de la secuencia de terrazas propuesta antes para este valle.

En cuanto a los yacimientos de vertebrados, la mayoría de ellos reseñados por RIBA (1957, o.c. p. 43 a 49), cabe decir que su valor cronológico - por el momento es escaso, sería necesario reconstruir la topografía original - entre San Isidro y Perales del río, para poder asignar así un nivel preciso de terraza a cada registro fósil. Parecidas consideraciones podemos hacer con los incontables yacimientos prehistóricos descritos. Los datos más fiables son los de SANTONJA (1977) y SANTONJA Y QUEROL (1979), que concluyen que, la industria recogida en los términos inferiores de la terraza de San Isidro podrían pertenecer al Achelense medio, comparable con la industria de las Acacias en el Jarama, mientras que, los tramos superiores contienen una industria técnicamente más evolucionada que correspondería al Achelense superior.

En las terrazas de Perales del Río las industrias conocidas serían - todavía más modernas y de un posible Achelense final.

6.2. EL SISTEMA DE CAMPOS DE MONTIEL

Lo denominamos por extensión en 1974 (Hojas geológicas de Minaya 741 y Villarrobledo 742, publicadas en 1978), Sistema de Campos de Montiel-Alcaraz y lo caracterizamos por el desarrollo espectacular de glaciares cubiertos y de acumulación, y conos de deyección (s.l.).

Los glaciares antiguos ya los hemos tratado en el Capítulo V de esta me

moria, aquí nos referiremos a las otras formas y también a las terrazas que están ligadas, genéticamente, con los ríos o ramblas que tienen sus cabeceras en Campo de Montiel.

6.2.1. Abanicos aluviales

Son las formas erosivo-deposicionales conspicuas del borde meridional de la Llanura manchega (ver mapas geomorfológicos fuera de texto). Están impuestas al pie de Campos de Montiel y se las ha diferenciado desde la Cañada de Verduzal, al SO de La Roda, hasta Argamasilla de Alba, en el Campo de San Juan.

Las características geológicas de las cuencas de drenaje están detalladas en el Capítulo III, sin embargo, destacaremos, en este apartado, algunos aspectos litológicos y mineralógicos de las cuencas vertientes de Campo de Montiel.

La litología dominante es la caliza, con algunos tramos dolomíticos o calco-dolomíticos. La estratificación está poco marcada, inclusive cuando se intercalan las margas y arcillas en los paquetes jurásicos medios y superiores. Así la totalidad del conjunto Liásico ofrece un aspecto compacto y poco diferenciado a los ojos del observador. Ocupando posiciones elevadas y estratigráficamente a techo de las unidades calco-margo dolomíticas jurásicas, se encuentran los conglomerados silíceos y arenas de posible edad cretácica. Depósitos derivados de éstos, por procesos de remoción posteriores, pueden situarse en las laderas o al sopié de las vertientes.

Un control litológico y granulométrico (Figura VI-9) de los conglome-

rados silíceos, en yacimientos de la Hoja de Villarrobledo (Alto del Aguila) y en la Hoja de Munera (Carro), handado como resultado que la composición litológica es de cuarcita (72% y 80%), cuarzo (19% y 28%) y caliza (1% y 0%). La distribución granulométrica es, en 2-4 cm: 62% y 66%, en 4-6 cm: 22% y 28%, en 6-8 cm: 10% y 6%, y finalmente en 8-12 cm: 1% y 4%. El centilo alcanza los 200 mm en Carro.

La composición mineralógica de estas facies detríticas han sido ampliamente comentadas en el Capítulo III ya mencionado. Recordaremos que la asociación de pesados está caracterizada por la turmalina y el circón y por otros minerales resistentes secundarios como el rutilo y la estauroлита. También aparecen con porcentajes significativos, minerales poco estables como la epidota y la andalucita. En los ligeros son mayoritarios el cuarzo y los carbonatos, y algunas veces los feldespatos potásicos. Las plagioclasas apenas si están representadas.

- *Litoestratigrafía de los conos aluviales.*

Disponemos de pocos datos por la ausencia prácticamente total de cortes. Los únicos criterios que vamos a utilizar, parten de los reconocimientos visuales de las superficies al aire de los abanicos y de la toma de muestras, obtenidas por la realización de pequeñas catas con el martillo de campo. En el abanico del río Guadiana alto, un corte de cantera nos va a permitir mayores concreciones.

A pesar de la imprecisión de los datos se han podido diferenciar dos tipos de abanicos, en función de sus litologías más representativas. Unos

están compuestos por: arenas, limos y arcillas, y otros por cantos y arenas.

Los primeros datados del Holoceno-actual, también contienen porcentajes variables de detríticos gruesos, principalmente costras calizas, calizas y/o dolomías y cuarcitas, los segundos de edad pleistocena, por lo general, están cubiertos por costras calizas sobre todo en su base.

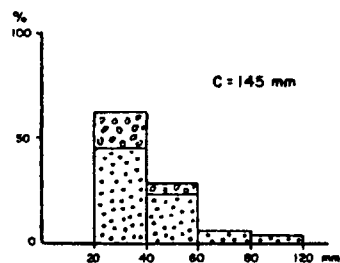
Los conos areno-limo-arcillosos se superponen a los más antiguos, en la región comprendida entre el río Córcoles y el río Guadiana.

- *Los abanicos aluviales de la Cañada del Verduzal.*

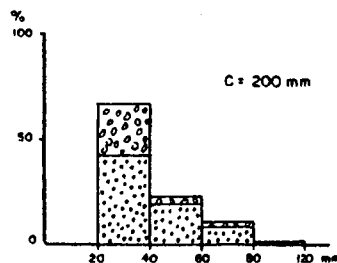
Son conos pleistocenos formados por cantos y arenas, retazos de un suelo rojo cubre en parte su superficie. Se han tomado dos muestras superficiales de cantos en la base de los abanicos, que han dado los resultados que a continuación exponemos.

El cono que está desconectado hoy de su cuenca de alimentación, tiene una composición litológica (Figura VI-9) más rica en cuarcitas (70%) que el más moderno (53%), y eventualmente funcional (ver apartado 7.2).

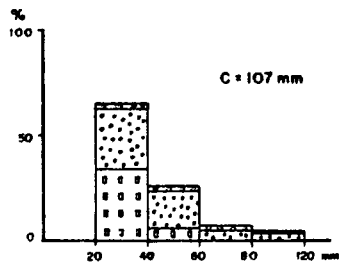
Los cuarzozos, en ambos, tienen porcentajes similares: 5% y 3%. Los elementos de caliza jurásica más costra caliza son más abundantes en el cono moderno (44%), que en el antiguo (25%). La composición granulométrica es muy similar en ellos, aunque se aprecia un mayor tamaño de grano en el abanico más moderno. La mayoría de los tamaños se agrupan en la clase 20-40 mm (65% y 84%) y los centilos, en cuarcita, alcanzan los 100 y 107 mm, respectivamente.



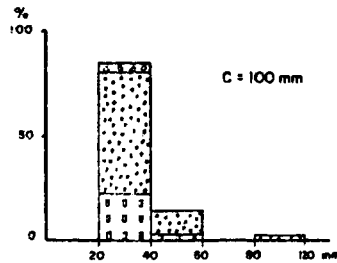
ALTO DEL AGUILA



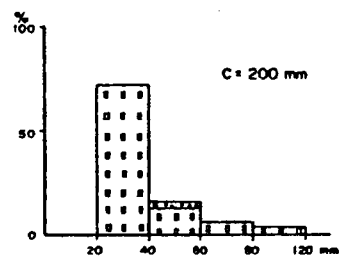
CUERDA



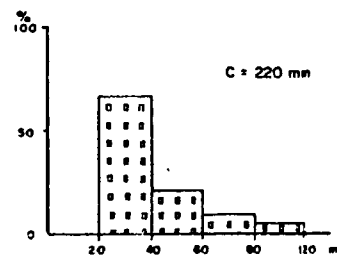
CONO MODERNO (Cañada del Verduzal)



CONO ANTIGUO (Cañada del Verduzal)



Termino a). RIO GUADIANA ALTO



Termino b). RIO GUADIANA ALTO

FIG. VI-9.- HISTOGRAMAS DE DISTRIBUCION DE LOS TAMAÑOS DE CANTOS DE LOS CONGLOMERADOS SILICEOS DE CAMPOS DE MONTIEL Y DE LOS ABANICOS ALUVIALES DE LA CAÑADA DEL VERDUZAL Y RIO GUADIANA, Y COMPOSICION LITOLOGICA — POR CLASES GRANULOMETRICAS.

LEYENDA

	Cuarzita
	Cuarzo
	Caliza

- Los abanicos aluviales del río Guadiana Alto.

Al igual que ocurre con los conos de la Cañada de Verduzal, los abanicos del río Guadiana alto han funcionado en distintas épocas. Depósitos viejos, muy ricos en cantos y pobres en arena, cubiertos por una espesa costra caliza, que esconde y enmascara a los materiales, se han cartografiado al NE de Argamasilla de Alba.

Encajado algunos metros, en el anterior, encontramos el gran cono aluvial del río Guadiana. Sus dimensiones son extraordinarias, alcanzando por el NE al núcleo urbano de Tomelloso. Al Sur de Argamasilla de Alba un corte de cantera, ofrece la siguiente distribución de términos.

De yacente a cubriente:

- a) Barras de cantos, con composición litológica de calizas jurásicas y porcentajes debilísimos de cuarzo (2%) y distribución granulométrica de tamaños, en un 90%, en el intervalo 20-60 mm (Figura VI-9). El centilo medido en pared, alcanza los 200 mm. La matriz muy escasa, arcillo-arenosa, es de color pardo rojizo (5YR 5/6). Lentejones arenosos de arena media y con gravilla en las láminas, se intercalan esporádicamente en este término. La dirección de paleocorriente medida en las láminas de los sets arenosos, tiene sentido Norte. La cementación, así como la alteración y presencia de cortezas en los cantos calizos, es escasa o muy poco acusada. Las gravas apenas están fracturadas, un 6% de la muestra, y las formas son en su mayoría subredondeadas-subangulosas. El es-

390

pesor visto puede alcanzar los 4,50 m. Un proceso de pseudogleyización posterior afecta a los metros finales, con coloraciones típicas amarillentas (10 YR 7/6-7/8).

- b) Erosivamente, una secuencia positiva, truncada a techo, formada — por una barra de cantos, a la que se superpone cosets de arena — gruesa con gravilla en las láminas. Espesor de 2,50 a 3 m. En la parte superior y erosionando irregularmente a las dunas arenosas — inferiores, paleocanales de cantos calizos con poca o nula matriz areno-arcillosa.

Continúa la sucesión con otra barra potente, 1,50 m de gravas calizas jurásicas (100%), con una distribución granulométrica parecida a la expresada en a), y centilo, medido en pared, de 220 mm (Figura VI-9).

Corona a la barra de cantos un megaripple de arena media, moderadamente clasificada, con laminación oblicua.

La cementación y alteración de los cantos calizos, es todavía menos marcada que en la unidad inferior. El color generalizado de los materiales que componen este término es rosado (5YR 8/4).

- c) Un limo arcilloso, localmente con gravilla dispersa y arenoso, — de color en húmedo parduzco rojizo (7,5 YR 7/8). Espesor máximo próximo al metro.

- d) Un suelo gris aluvial (10 YR 7/1), limo-arenoso con gravilla, de hasta 0,60 m de espesor, cierra la alternancia estratigráfica local descrita.

El espesor de este corte alcanza pues, los 9-10 m. El control de potencias de los conos bien sea en sus ápices, o en sus partes medias o distales, nos ha sido imposible. Se puede decir que los conos actuales areno-limo-arcillosos son menos potentes que los Pleistocenos. Pudiendo alcanzar estos últimos en sus zonas de -
ápices, probablemente, los 15 m.

- *Composición mineralógica.*

Los conos actuales están caracterizados por la asociación de minerales pesados: turmalina (8 y 41%) — circón (31 y 81%), y presencia del mineral de metamorfismo andalucita.

En los conos aluviales del río Guadiana alto, las 3 muestras analizadas han dado casi exclusivamente minerales opacos: hidróxidos, leucoxeno, ilmenita, magnetita, etc., mucho carbonato y algunas turmalinas, circones y estaurolitas.

Una muestra del cono antiguo la Casa Nueva, situado 10 ó 11 km al Este de Tomelloso, ha arrojado una composición de minerales pesados de circón (49%), turmalina (28%), seguida por el mineral secundario, andalucita (8%).

En los minerales ligeros los abanicos del río Guadiana, tienen una

asociación casi exclusiva de carbonatos (95 a 98%), con algo de cuarzo (2 al 5%) y nada de feldespatos. Igual asociación, o muy parecida, es la del cono - antiguo de la Casa Nueva, con carbonato en un 82%, acompañado por el cuarzo - (17%).

Los conos areno-limo-arcillosos pueden estar enriquecidos en cuarzo (82%), con presencia de feldespatos potásicos (7%) y carbonatos (11%).

La forma de grano, de los cuarzos y turmalinas, en todos los abanicos aluviales, es angulosa y subredondeada, con preferencia a la redondeada o prismática.

6.2.2. Terrazas

Nos referimos en este subapartado a los depósitos de terrazas y fondos aluviales del río Córcoles, Cañada de Valdelobos, Cañada de lo Ancho y río Guadiana.

- Río Córcoles

Tiene en su curso medio-bajo, en la Hoja de Villarrobledo, un nivel de terraza a +6-7 m, sobre su cauce actual, de regular desarrollo horizontal y bastante continuo aguas abajo, a uno y otro margen del valle, desde el lugar llamado Haza de los Reguerones.

El depósito fluvial, bien visible en el cruce de la carretera de Villarrobledo a Tomelloso, se apoya erosivamente sobre un horizonte petrocálcico

de color pardo rojizo plioceno. Una incipiente carbonatación secundaria afecta al sustrato. Encima, encontramos, de 2,50 a 3 m de barras de canal con composición litológica de: cuarcita (44%), caliza (54%) y cuarzo (2%), que se acumulan en el 76%, en el intervalo 20-60 mm (Figura VI-10). La matriz arenosa es escasa. Los cantos, en la parte superior del depósito, están rodeados por camisas de carbonato.

El interés de este corte es que de él se obtuvieron, de la parte baja y del techo del mismo, inclusive en superficie por la acción de las labores agrícolas que han removido la parte superior de los depósitos fluviales, 103 piezas de cuarcita trabajadas (SANTONJA, QUEROL, PEREZ-GONZALEZ y HOYOS 1977 y SANTONJA, com. escrita) que comprendían núcleos, utensilios y lascas.

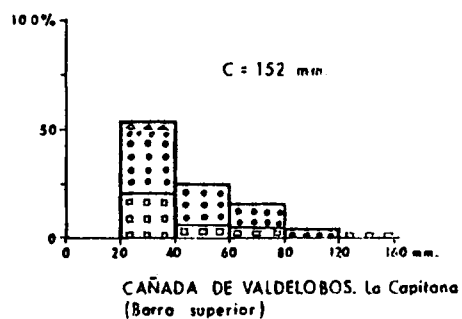
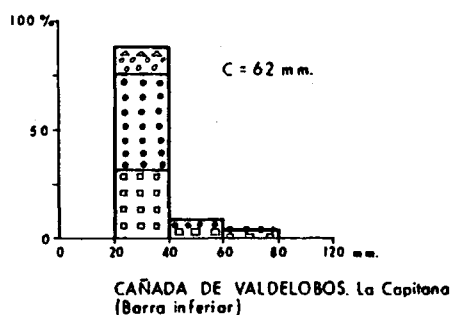
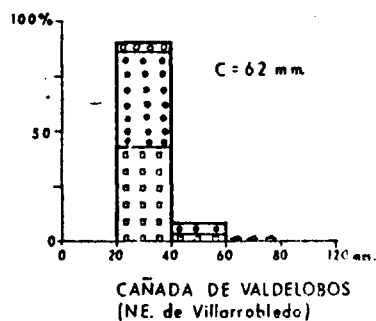
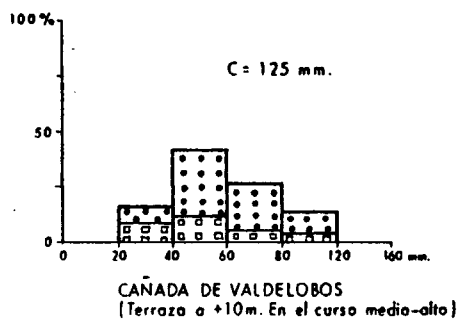
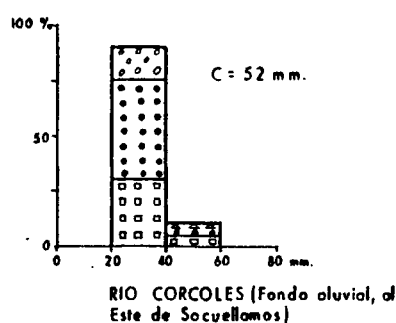
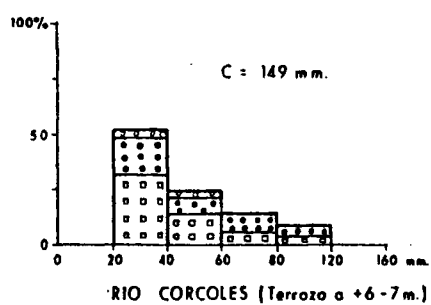
La industria de este yacimiento junto con la de otro, situado 3 km al NO, en una terraza del río Córcoles, en idéntica posición morfológica a la que estamos tratando, son de clara factura Musteriense.

- *La Cañada de lo Ancho*

Con un curso sensiblemente paralelo a la dirección del río Córcoles, algunos km al Oeste del mismo, posee también, en zonas muy localizadas, terrazas que presumiblemente, las más altas, pueden ser de la misma edad que la de +6-7 m del río Córcoles.

- *La Cañada de Valdelobos*

Junto con el río Córcoles, en este sector, es la corriente fluvial -



LEYENDA

- | | |
|----------|----------------------|
| Cuarcita | Calizo |
| Cuarzo | Silix o Costracoliza |

FIG. VI-10.- HISTOGRAMAS DE DISTRIBUCION DE TAMAÑOS DE CANTOS Y COMPOSICION LITOLÓGICA POR CLASES GRANULOMÉTRICAS

más importante. Terrazas entre los +6 y +10 m se han identificado en su tramo medio y alto. Están formadas por material grueso. Un muestreo en superficie (Figura VI-10), ha dado la siguiente distribución granulométrica: en 20-40 mm un 17%, en 40-60 mm un 42%, 60-80 mm un 28%, y 80-120 mm un 13%. El centilo, en cuarcita, está en tamaño bloque. El espectro litológico está formado por: cuarcitas (69%) y calizas (31%).

. A la altura del meridiano de Villarrobledo el canal principal, se bifurca en dos canales distribuidores. Ambos han dejado importantes depósitos, al menos en extensión horizontal en sus fondos de valle, al NE de Villarrobledo.

Un corte de cantera en La Capitana, entre los km 5 y 6 de la carretera de El Provencio a Villarrobledo, nos ha permitido obtener una sucesión próxima a los tres metros de espesor, formada de abajo a arriba por: un coset de arenas medias a gruesas, se acumulan más del 80% de la fracción arena entre las 250 micras y 1.000 micras, con laminación oblicua, en sets de 10 a 15 cm de potencia. Encima, erosionando al coset arenoso inferior, barras de grava fina, mal estructuradas, con matriz arcillo-arenosa y compuestas litológicamente por: cuarcita (46%), caliza (41%), cuarzo (11%) y costras calizas (12%). Centilo de 62 mm en caliza. Los elementos caliza, en este término, se encuentran frecuentemente alterados. A techo del depósito anterior, con espesor próximo al metro y en discordancia erosiva, una nueva barra de cantos con tamaños medios mayores que los de los niveles inferiores y de composición litológica parecida (Figura VI-10), aunque son más abundantes las cuarcitas. Centilo en caliza de 152 mm.

La parte superior de la sucesión está encostrada por carbonatos en enrejado y difusos. Restos de un suelo pardo rojizo (5YR) se reconocen en superficie.

A muro de las gravas superiores y a su techo, localizamos industria, así como también al aire libre; sin embargo parece claro que esta última, procede de la parte alta de la serie descrita (SANTONJA, QUEROL, PEREZ-GONZALEZ y HOYOS, 1977 o.c. y SANTONJA, com. escrita). La industria está fabricada en cuarcita. Consta la serie de 66 piezas, de las cuales un 19,7% son núcleos, un 27,3 son utensilios y un 53% son lascas no retocadas. A pesar de ser la serie muy corta, para encajarla en un horizonte industrial, hay que descartar una atribución achelense; se la ha considerado por el momento Musteriense sin mayores precisiones.

6.3. LAS DUNAS INTERIORES Y LAS ARENAS DE ORIGEN EOLICO

6.3.1. Posición geográfica

Las dunas, las acumulaciones de arenas y las arenas eolizadas ocupan amplias extensiones en la Llanura manchega, desde el valle del río Júcar, al Este, hasta Villarta de San Juan, al Oeste.

Para una descripción ordenada de la posición de los arenales de la Llanura manchega se puede dividir esta en cinco ámbitos geográficos. El más oriental es el llamado de Rubielos Bajos (Figura VI-20), por estar dicho núcleo urbano en una situación más o menos intermedia, a las acumulaciones de arenas eólicas cartografiadas en esa región.

El área de Casas de Benítez, Sur de Casas de Guijarro-Casas de los Pinos, está caracterizada por dos cordones arenosos en dirección Este-Oeste y paralelos entre sí. Estos mantos arenosos y dunas reposan sobre el substrato

terciario o sobre el Sistema aluvial del río Júcar, cuyo aspecto en superficie es el de un auténtico empedrado o pavimento. Existen otras manchas arenosas de cierta envergadura, en el valle del río Júcar, entre Villalgordo de Júcar y la carretera de Tarazona de la Mancha a La Roda.

Otro sector es el comprendido entre Villarrobledo-San Clemente-Embalse de los Muleteros. Aquí son dunas, acumulaciones de arena y arenas eolizadas apoyadas sobre las plataformas calizas pliocenas o sobre las terrazas y fondos aluviales del Sistema fluvial del río Guadiana.

En la zona externa de Campo de Montiel y preferentemente al Sur de Socuéllamos, se disponen algunos pequeños campos de dunas sobre los depósitos - de conos aluviales y mantos detríticos que se han formado, durante el Cuaternario, a lo largo de este borde.

Finalmente, al Oeste, encontramos el sector denominado Llanura de San Juan. Estos arenales son los más importantes, por su magnitud de afloramiento, y se extienden próximos o enmarcando al canal del río Záncara, desde Socuéllamos hasta Villarta de San Juan. Las dunas y arenas de origen eólico cubren, principalmente, los aluviones del Sistema fluvial del río Guadiana en la Llanura de San Juan.

6.3.2. Tamaño de grano y características de la distribución.

La composición del tamaño de grano de las dunas y arenas eólicas, se han determinado por el tamizado de 40 muestras a intervalos de un 1/4 PHI. Los estadísticos se han calculado conforme las fórmulas propuestas por FOLK y WARD

(1957).

Del análisis de los histogramas de frecuencias en porcentajes (Figura VI-11 y VI-12), y de los datos tomados en campo, se deduce que los arenales del Corredor manchego, están compuestos por diferentes facies y texturas. Clasificando estas facies, de acuerdo con la distribución y agrupación de los tamaños de grano, en las clases de: arena muy gruesa (1,682-1 mm), arena gruesa (1-0,5 mm), arena media (0,5-0,250 mm), arena fina (0,250-0,125 mm), arena muy fina (0,125-0,063 mm) y la fracción limo más arcilla ($\leq 0,063$), se llega a las siguientes conclusiones:

- a) Existe una subfacies arenosa, donde la fracción de limo más arcilla es menor o igual al 6,3% y las arenas se acumulan en primer lugar, en el intervalo de arena media (\bar{X}_{01}). La segunda moda (\bar{X}_{02}) puede estar en la arena media y más raramente en la arena fina o arena gruesa. Los edificios arenosos, que corresponden a esta subfacies, están situados en el sector de Rubielos Bajos, en el área de los cordones arenosos de Casas de Benítez-Casas de Guijarro-Casas de los Pinos, al Oeste de Socuéllamos (muestras 72,81 y 1111), al NE de Villarta de San Juan (muestras 133 y 135), y en el sector central de la Llanura al Norte y NO de Villarrobledo.
- b) Una segunda subfacies es la que está formada por arenas enriquecidas en limo más arcilla, llegando inclusive a más del 50% del total de la muestra.

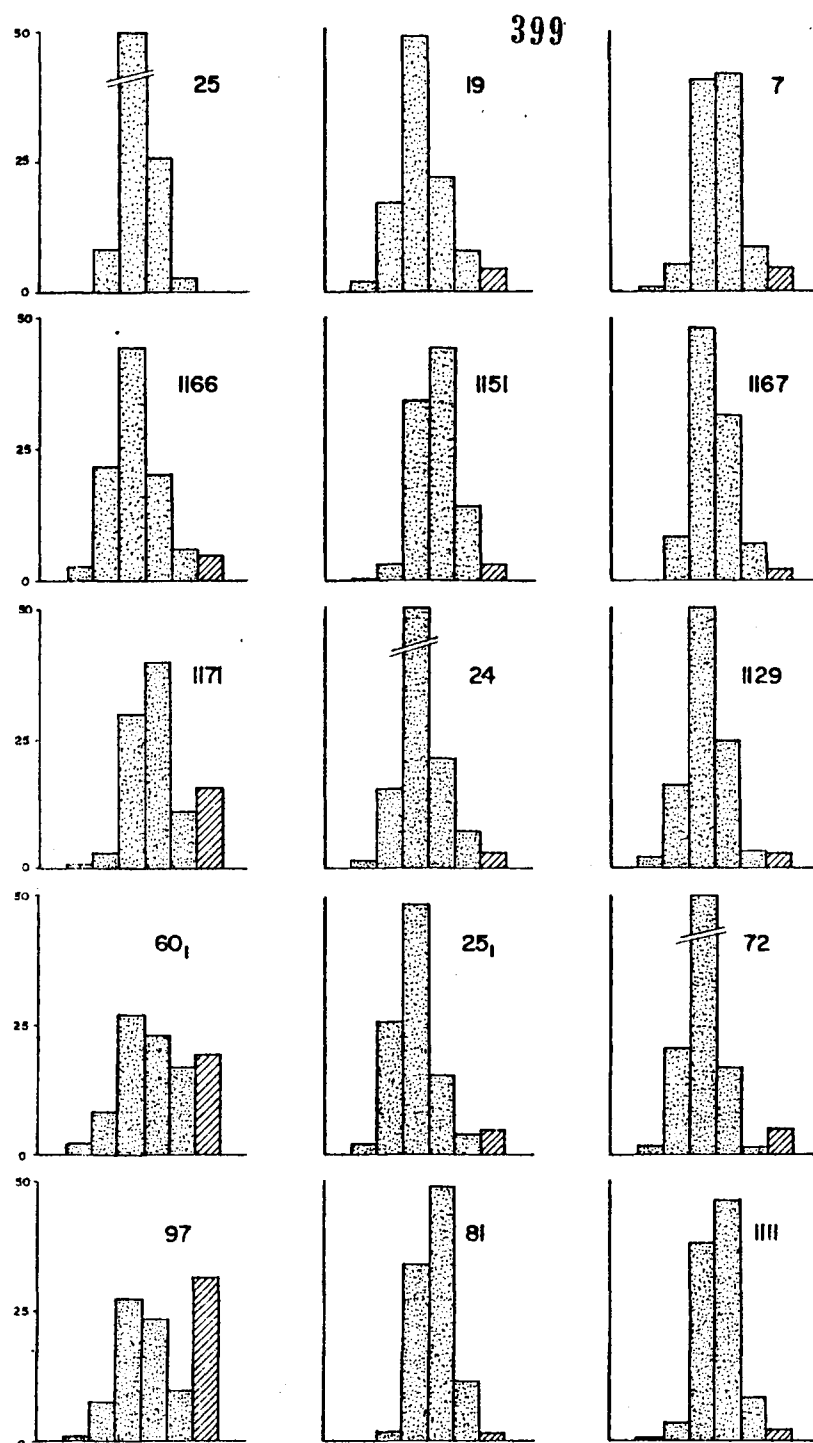
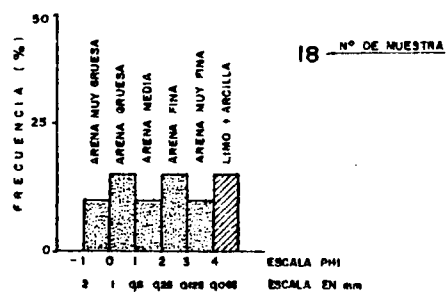
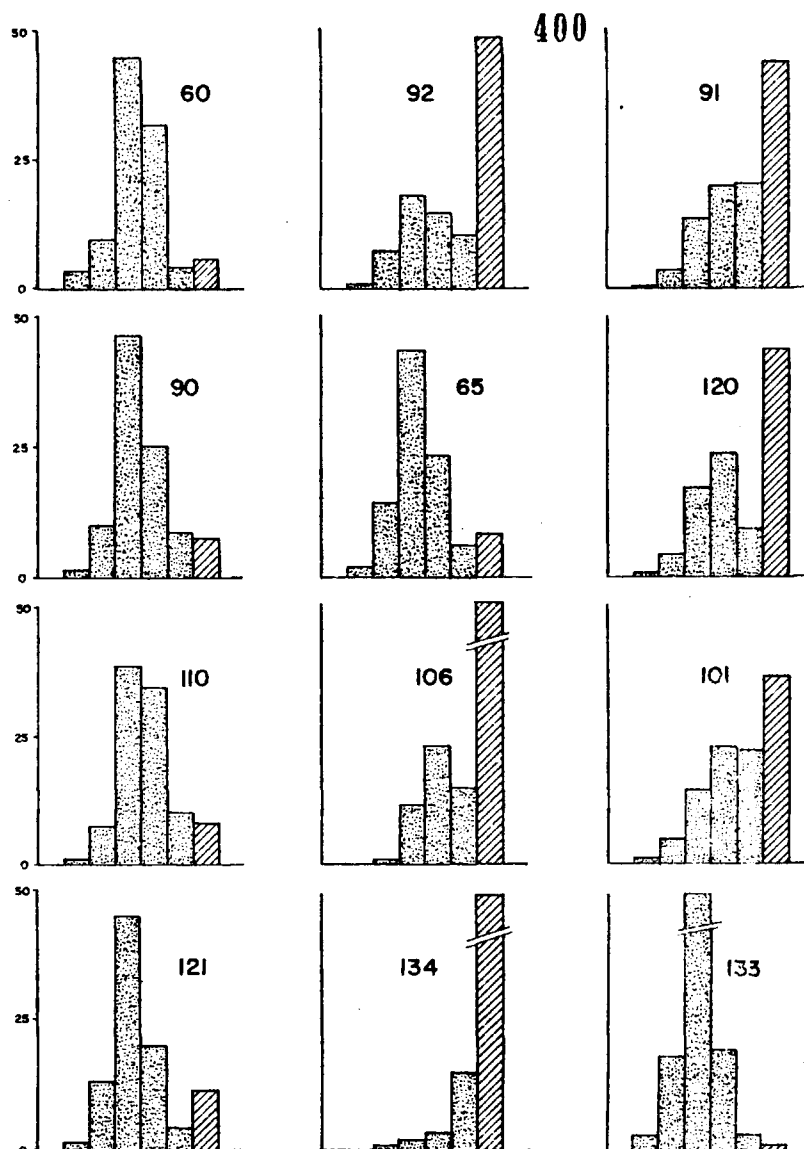


FIG. VI-12.-HISTOGRAMAS DE DISTRIBUCION DE FRECUENCIAS EN PORCENTAJES DE LAS DUNAS Y ACUMULACIONES DE MATERIAL DE ORIGEN EOLICO EN LA LLANURA MANCHEGA.



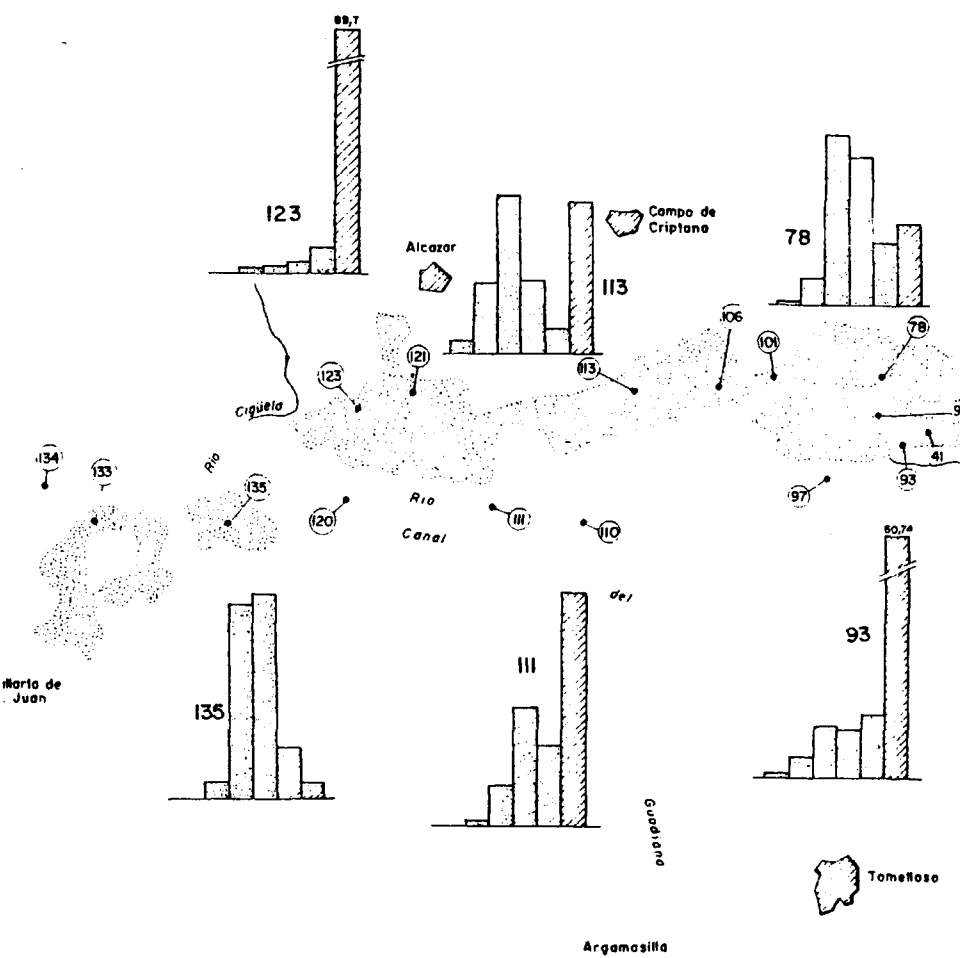
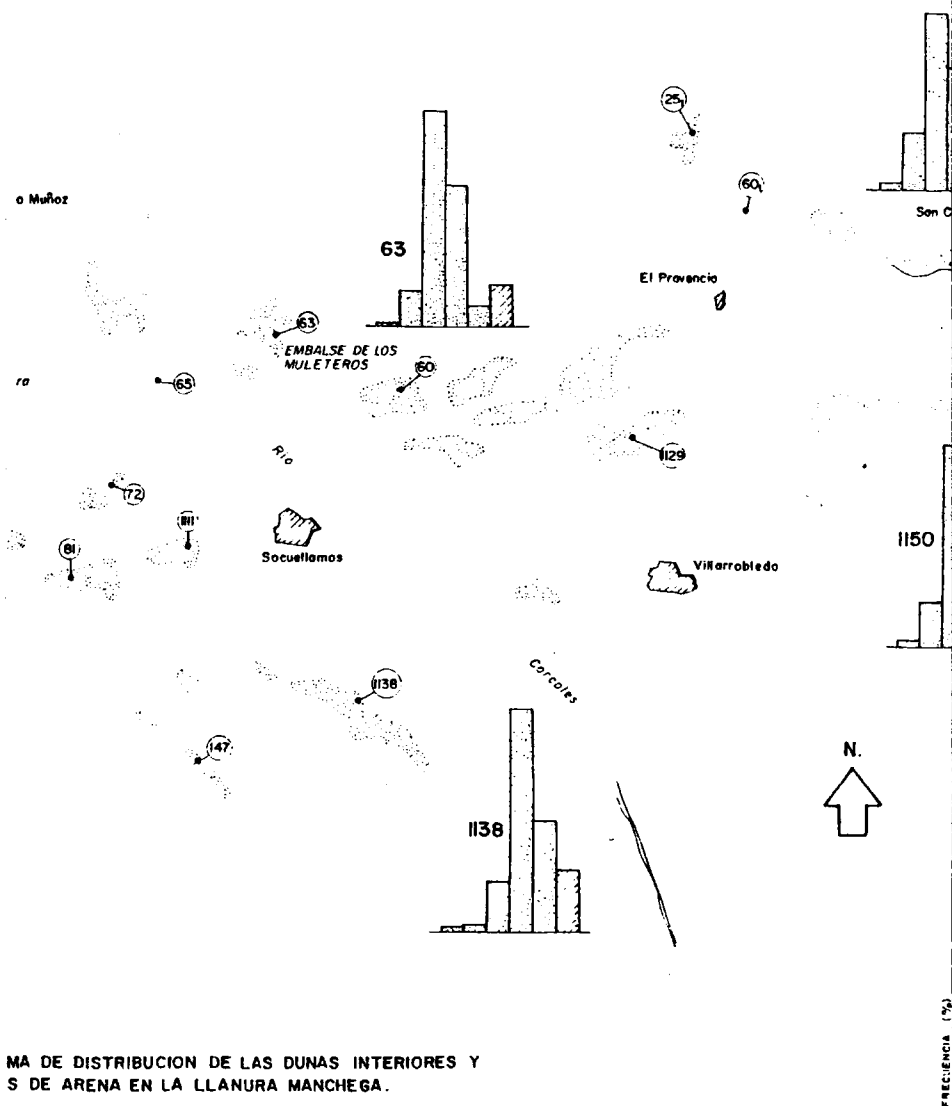
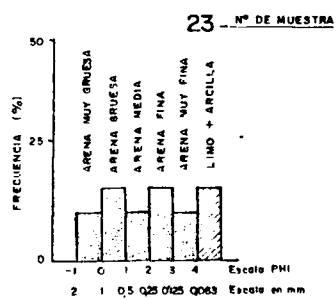
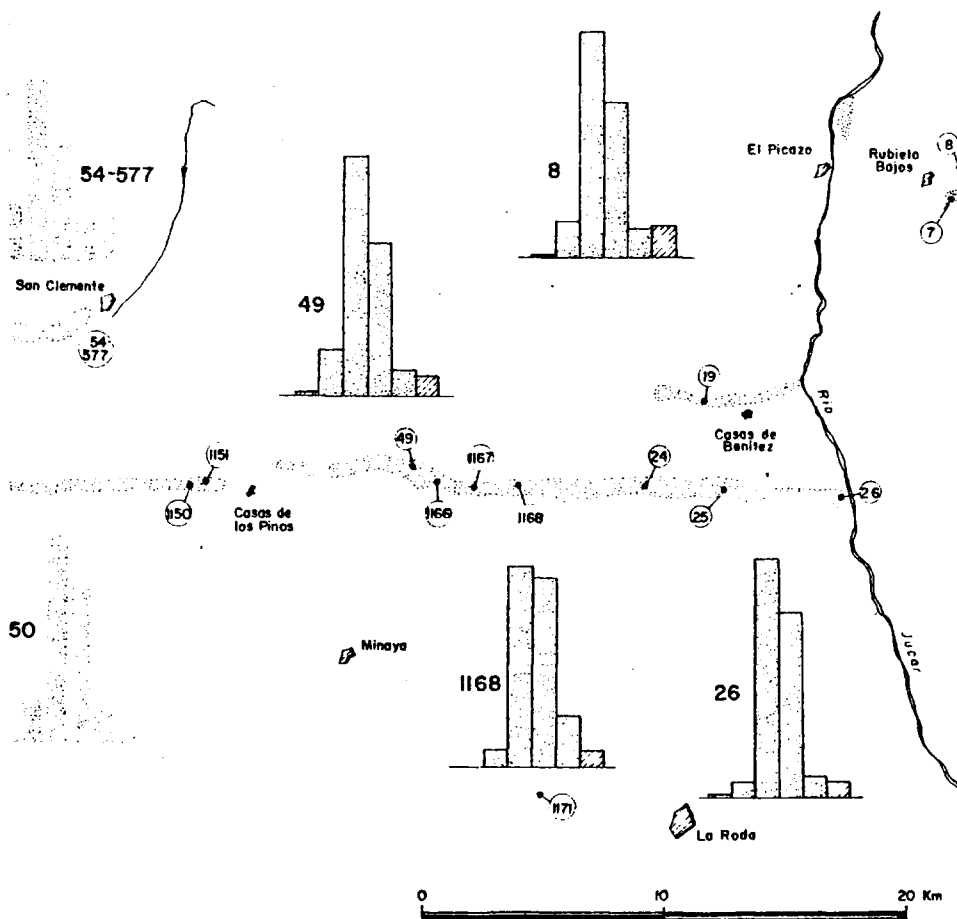


FIG. W-II.-E
M
H

402



MA DE DISTRIBUCION DE LAS DUNAS INTERIORES Y
S DE ARENA EN LA LLANURA MANCHEGA.
RAMAS DE TAMAÑO DE GRANO



LEYENDA

- Dunas y arenas eólicas
- N° de muestra
- Canales permanentes o semipermanentes con dirección del flujo
- Nucleo urbano

406

--El área dunar de San Clemente, los arenales próximos al Embalse de los Muleteros y los del borde externo de Campo de Montiel, alcanzan porcentajes próximos al 10% en la fracción limo más arcilla o superiores, pero siempre menor del 20%, como en las acumulaciones al pié de Campo de Montiel. La moda (\bar{x}_{01}), al igual que en el caso anterior, está en el intervalo de arena media, la segunda moda (\bar{x}_{02}), en la arena fina .

--El gran campo de dunas de la Llanura aluvial de San Juan está caracterizado por una textura arcillo-limosa del 7 al 88,70%. La primera moda es, en muchas de las muestras, la fracción limo más arcilla y la segunda ocupa la posición de arena media, fina o muy fina. En estos materiales, ricos en limo más arcilla, es donde la arena muy fina tiene los porcentajes más elevados, con valor promedio entre el 10 y el 20%.

. De todas las muestras analizadas tan solo siete contenían fracción superior a 1,682 mm, con porcentajes siempre inferiores al 2%. Tamaños superiores a los 4 mm, se han encontrado en las muestras 1166 y 110.

La composición granulométrica (Fig. VI-13), según las clases establecidas de: mayor de 0,5 mm entre 0,5-0,062 mm y menor de 0,062, agrupan a la mayoría de las muestras próximas al intervalo 0,5-0,062 mm, con porcentajes de arena gruesa, muy gruesa, granulos y grava que generalmente no sobrepasan el 2%. Los depósitos con fracción de limo más arcilla superior al 10%, están con porcentajes, muy a menudo, inferiores al 10% en el tamaño de grano mayor de 0,5 mm.

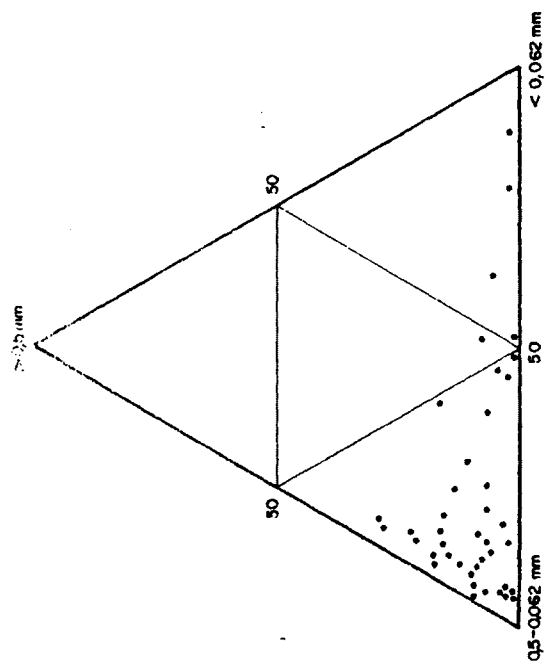


FIG. VI-13. COMPOSICION GRANULOMETRICA DE LOS DEPOSITOS DE ORIGEN EOLICO DE LA LLANURA MANCHEGA.

. De las muestras más sobresalientes se han separado las fracciones de arena, limo y arcilla (Cuadro VI-26). De la fracción limo, se han calculado - también porcentajes en los intervalos 20-50 micras, 20-8 micras y 8-2 micras. En el diagrama de SHEPARD (1954) se han proyectado (Figura VI-14) los valores anteriormente obtenidos.

MUESTRAS	Valores porcentuales de los tamaños de grano				
	arena	L	I	M	O
		50-20	20-8	8-2	arcilla
91	61,40	8,50	0,60	0,55	28,95
92	57,00	5,25	3,50	6,15	28,10
97	67,70	3,95	2,65	3,70	22,00
106 ₁	43,80	6,00	1,15	1,82	47,23
113	69,00	1,90	0,42	0,82	27,86
120	54,90	8,45	3,00	3,55	30,10
123	15,47	11,64	4,53	9,35	59,01
134	23,95	30,65	5,15	8,35	31,90
147	77,90	5,00	1,40	1,50	14,20

CUADRO VI-26. Distribución de los tamaños de grano, en algunas muestras de dunas, de la Llanura manchega.

Sorprende a primera vista los elevados porcentajes de arcilla en todas las muestras analizadas. El tamaño limo es minoritario, en casi todas las muestras, frente a la arcilla. En el diagrama de SHEPARD los materiales se ordenan, mayoritariamente, en arena arcillosa. La 123, recolectada próxima a zonas de playa, es una arcilla limosa. La 134, que está tomada en una forma de ladera, es una arena limo-arcillosa. Nos hemos planteado, lógicamente, dado la textura del material, la adscripción del mismo a facies tipo Loess. La literatura al respecto es numerosa, y no muy concluyente, en cuanto a la composición del tama-

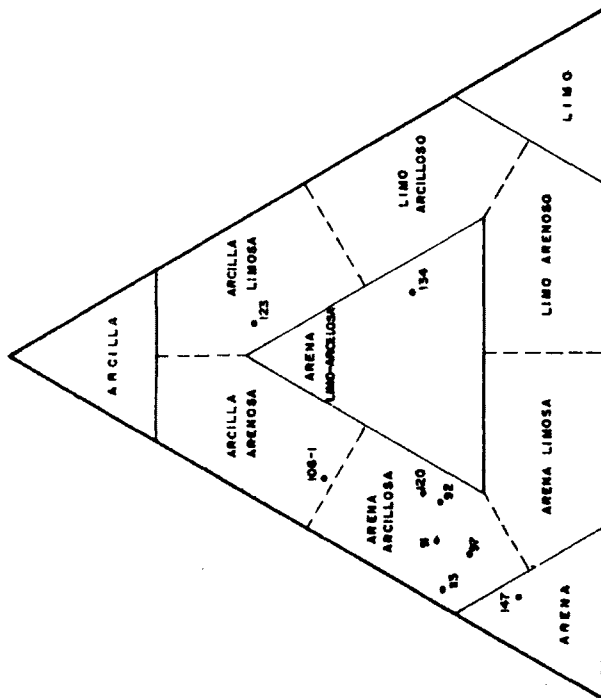


FIG. VI-14.- DIAGRAMA DE COMPOSICION DEL TAMAÑO DE GRANO DE SHEPARD, 1964) DE LOS MATERIALES DE ORIGEN EOLICO DE LA LLANURA MANCHEGA.

ño de grano. La Comisión sobre Loess* de INQUA lo define como "material with grain size between 2 and 60 Mm". En el Loess de Kansas (SWINEFORD y FRYE, — 1945) los tamaños en la clase limo son dominantes, las partículas se acumulan, entre el 70 y el 85% en peso, en el intervalo 0,07-0,003 mm; la arcilla está prácticamente ausente.

Al Loess típico polaco MARUSZCZAK (1969 p.138) lo caracteriza por:

- a) Los granos de arena por encima de 0,1 mm, constituyen del 0 al 10% del depósito.
- b) Entre 0,1 y 0,05 mm, del 10 al 20%.
- c) Entre 0,05 y 0,01 mm, constituye la fracción fundamental con porcentajes entre 40 y 70%.
- d) Entre 0,01 y 0,005 mm, del 5 al 15%.
- e) La arcilla, por debajo de 0,005 mm, del 10 al 20%.

KECSI (1968, p. 674) ofrece el siguiente cuadro granulométrico para el Loess. La fracción Loess (loess fraction) está comprendida en el intervalo 0,01 a 0,05 mm, donde se acumulan como media del 40 al 50% del tamaño - grano. La arena por encima de 0,25 mm, del 5 al 10%. La arcilla, por debajo de 0,005 mm, oscila entre el 5 y el 30%. En los depósitos de tipo -- loess-like, la arcilla y la arena, o ambas, pueden enriquecerse en detrimento

* Quede bien entendido que utilizamos este término en sentido textural, sin ninguna connotación climática.

412

de la fracción loess.

Para otros autores como GRAHMANN (1932), en BUTZER, (1965 p. 195), el loess continental o de desierto contiene más arcilla y arena media, que limo y arena fina.

Comparando la distribución granulométrica de los histogramas de frecuencia (Figura VI-11 y VI-12), y los resultados del Cuadro (VI-26), con los datos aportados por los autores citados, es fácil sugerir que la única muestra asimilable a material tipo loess es la 134. El resto contiene escasa fracción loess, con elevados porcentajes de arena media o gruesa y arcilla.

•. Se han proyectado 18 curvas granulométricas acumuladas en escala de probabilidad (Figuras VI-15, VI-16 y VI-17); la fracción utilizada oscila entre 4,0 y 0,062 mm y los cálculos de los parámetros (Cuadro VI-27) se han realizado por medio de ordenador. Ninguna de las curvas construidas se ajusta a una línea recta y es evidente la mezcla de poblaciones. VISHNER (1969) ha relacionado las formas de las curvas de tamaño de grano con la forma de transporte. En nuestro caso las curvas están compuestas, al menos, por dos o tres segmentos que podrían representar las subpoblaciones de rodadura, saltación y suspensión. Los puntos de truncación grueso y fino se encuentran entre -0,3 y 0,5 PHI y 2,4-3 PHI, respectivamente. La subpoblación saltación está siempre bien diferenciada en todas las curvas.

La media (Mz, FOLK y WARD, 1957), en las muestras con menos del 10% de limo más arcilla, tiene un recorrido de 1,34 PHI a 2,15 PHI. En los materiales con fracción de limo más arcilla entre el 10 y el 20%, el dato mayor es 1,78 -

Muest.	Q ₅	Q ₁₆	Q ₂₅	Q ₅₀	Q ₇₅	Q ₈₄	Q ₉₅	1	SK ₁	KG	Hx	\bar{x}_{01}	0,062	FRIEDMAN 62	POLK y WARD 1957	KURTOSIS
7	0,85	1,25	1,45	1,90	2,35	2,60	3,17	0,689	1,585	1,048	1,916	2-2,25	4,300	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
8	0,72	1,16	1,39	1,77	2,25	2,53	3,02	0,692	1,520	1,093	1,82	1,75-2	6,290	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
19	0,36	0,81	1,08	1,59	2,03	2,49	3,19	0,818	1,383	1,200	1,63	1,75-2	3,920	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Leptokurtica
24	0,48	0,85	1,09	1,56	1,99	2,42	3,13	0,796	1,402	1,201	1,61	1,75-2	3,00	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Leptokurtica
25	0,22	0,68	0,82	1,31	1,78	2,04	2,81	0,730	1,461	1,096	1,343	0,75-1	4,140	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Mesokurtica
26	0,95	1,38	1,54	1,82	2,31	2,52	2,86	0,575	1,642	1,015	1,906	1,75-2	3,27	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
1168	0,92	1,37	1,54	1,91	2,46	2,69	3,25	0,683	1,625	1,039	1,99	1,75-2	3,73	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
1167	0,72	1,08	1,29	1,73	2,17	2,32	3,12	0,723	1,485	1,113	1,776	1,75-2	2,47	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Leptokurtica
1166	0,07	0,68	0,86	1,41	1,94	2,27	3,00	0,862	1,407	1,112	1,453	1,75-1	4,88	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Leptokurtica
49	0,68	1,11	1,34	1,73	2,15	2,51	2,95	0,694	1,473	1,149	1,783	1,75-2	4,19	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Leptokurtica
1129	0,15	0,79	1,04	1,56	1,95	2,17	2,76	0,741	1,528	1,164	1,506	1,75-2	2,910	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Leptokurtica
1151	1,00	1,46	1,66	2,02	2,62	2,85	3,34	0,702	1,590	0,992	2,11	2-2,25	3,59	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
251	0,74	1,09	1,27	1,63	1,97	2,25	2,76	0,596	1,598	1,168	1,656	1,75-2	0,50	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Leptokurtica
1150	0,60	1,07	1,33	1,78	2,28	2,58	3,18	0,768	1,489	1,108	1,81	1,75-2	4,63	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Leptokurtica
1171	0,93	1,47	1,66	2,04	2,59	2,81	3,32	0,699	1,668	1,051	2,106	1,75-2	15,77	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
54	0,38	0,90	1,22	1,74	2,45	2,72	3,28	0,896	1,353	0,961	1,786	1,75-2	10,550	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mesokurtica
601	0,26	0,99	1,36	1,93	2,78	3,17	3,59	1,048	1,304	0,963	2,03	1,75-2	19,320	Mod. clasificada	Pobr. clasificada	Mesokurtica
60	0,01	0,92	1,11	1,70	2,08	2,29	2,86	0,778	1,640	1,215	1,636	2-2,25	5,68	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Leptokurtica
65	0,23	0,82	1,12	1,63	2,09	2,51	3,13	0,862	1,403	1,219	1,653	1,75-2	8,270	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Leptokurtica
63	0,56	1,02	1,21	1,71	2,07	2,28	2,91	0,671	1,637	1,132	1,67	2-2,5	8,830	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Leptokurtica
1138	1,32	1,88	2,04	2,54	2,96	3,17	3,54	0,657	1,822	0,989	2,530	2,5-2,75	13,340	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
147																
1111	0,95	1,43	1,61	1,96	2,47	2,65	3,10	0,631	1,695	1,024	2,013	2-2,25	2,23	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
72	0,23	0,73	0,91	1,44	1,80	1,98	2,57	0,668	1,535	1,075	1,383	1,75-2	5,00	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
81	1,27	1,63	1,74	2,06	2,58	2,78	3,27	0,589	1,766	0,968	2,156	1,75-2	1,76	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Mesokurtica
90	0,63	1,02	1,28	1,71	2,23	2,60	3,20	0,783	1,416	1,100	1,776	1,75-2	7,510	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Mesokurtica
91	0,71	1,27	1,71	2,47	3,20	3,37	3,74	0,984	1,362	0,831	2,370	325-350	43,42	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mesokurtica
92	0,38	0,87	1,21	1,86	2,68	3,19	3,67	1,078	1,236	0,917	1,973	325-350	48,10	Mod. clasificada	Pobr. clasificada	Mesokurtica
93	0,35	1,02	1,28	2,09	3,29	3,59	3,74	1,164	1,207	0,704	2,233	3,75-4	60,740	Mod. clasificada	Pobr. clasificada	Platykurtica
78	0,68	1,14	1,41	1,89	2,42	2,63	2,49	0,850	1,446	1,136	1,953	2-2,25	16,340	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Leptokurtica
97	0,63	1,10	1,25	1,84	2,49	2,81	3,52	0,875	1,438	0,952	1,916	325-350	31,28	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mesokurtica
101	0,61	1,25	1,69	2,45	3,21	3,43	3,71	1,012	1,337	0,834	2,376		36,160	Mod. clasificada	Pobr. clasificada	Platykurtica
1061	1,16	1,66	1,98	2,45	3,05	3,29	3,69	0,791	1,537	0,885	2,466	2-2,25	50,820	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Platykurtica
110	0,57	1,14	1,35	1,86	2,51	2,73	3,27	0,804	1,485	0,952	1,91	1,75-2	8,130	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mesokurtica
113	0,02	0,70	0,88	1,33	1,99	2,34	3,05	0,868	1,375	1,126	1,456	325-350	30,930	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Leptokurtica
111	1,21	1,78	1,96	2,52	3,16	3,36	3,75	0,780	1,598	0,868	2,553	2-2,25	48,260	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Platykurtica
121	0,37	0,84	1,11	1,59	1,99	2,33	2,92	0,761	1,440	1,182	1,587	1,75-2	11,66	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Leptokurtica
123													88,700			
130	0,65	1,19	1,37	2,02	2,66	2,94	3,56	0,877	1,467	0,921	2,05	2-2,25	43,900	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mesokurtica
135	0,94	1,35	1,56	1,93	2,33	2,70	3,20	0,682	1,569	1,212	1,993	2-2,25	3,460	Mod. bien clasif.	Mod. bien clasif.	Leptokurtica
133	0,03	0,72	0,95	1,50	1,86	2,10	2,75	0,757	1,538	1,223	1,44	1,75-2	1,640	Mod. bien clasif.	Mod. clasificada	Leptokurtica
134	1,17	2,06	2,70	3,53	3,74	3,79	3,85	0,836	1,729	1,057	3,126	3,75-4	78,660	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mesokurtica

CUADRO VI-27. Parámetros de distribución calculados para la fracción entre 4,0 y 0,062 mm, en los depósitos de origen eólico de la Llanura manchega.

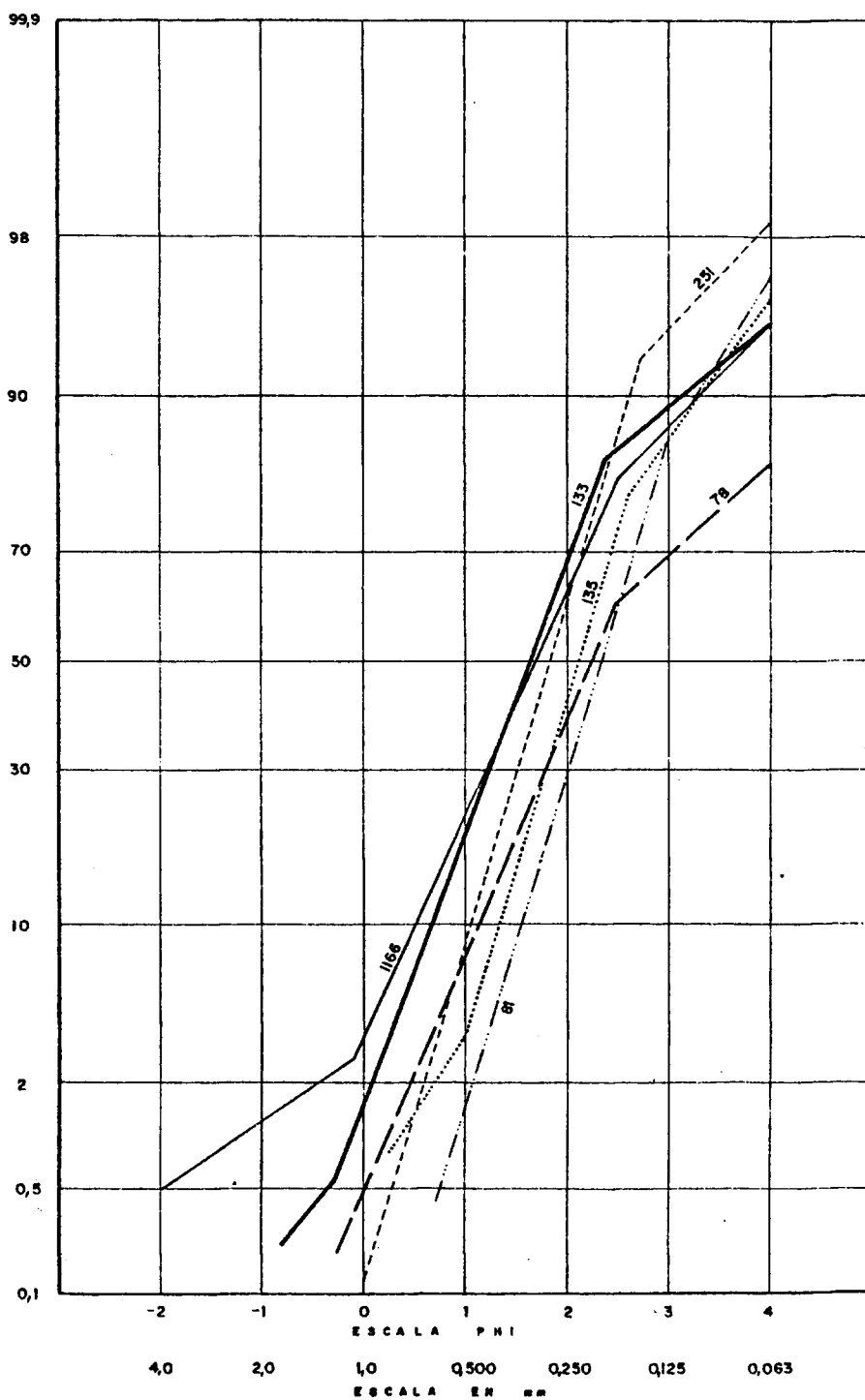


FIG.VI-15.-CURVAS GRANULOMETRICAS ACUMULADAS EN ESCALA DE PROBABILIDAD DE ALGUNAS MUESTRAS DE DUNAS DE LA LLANURA MANCHEGA.

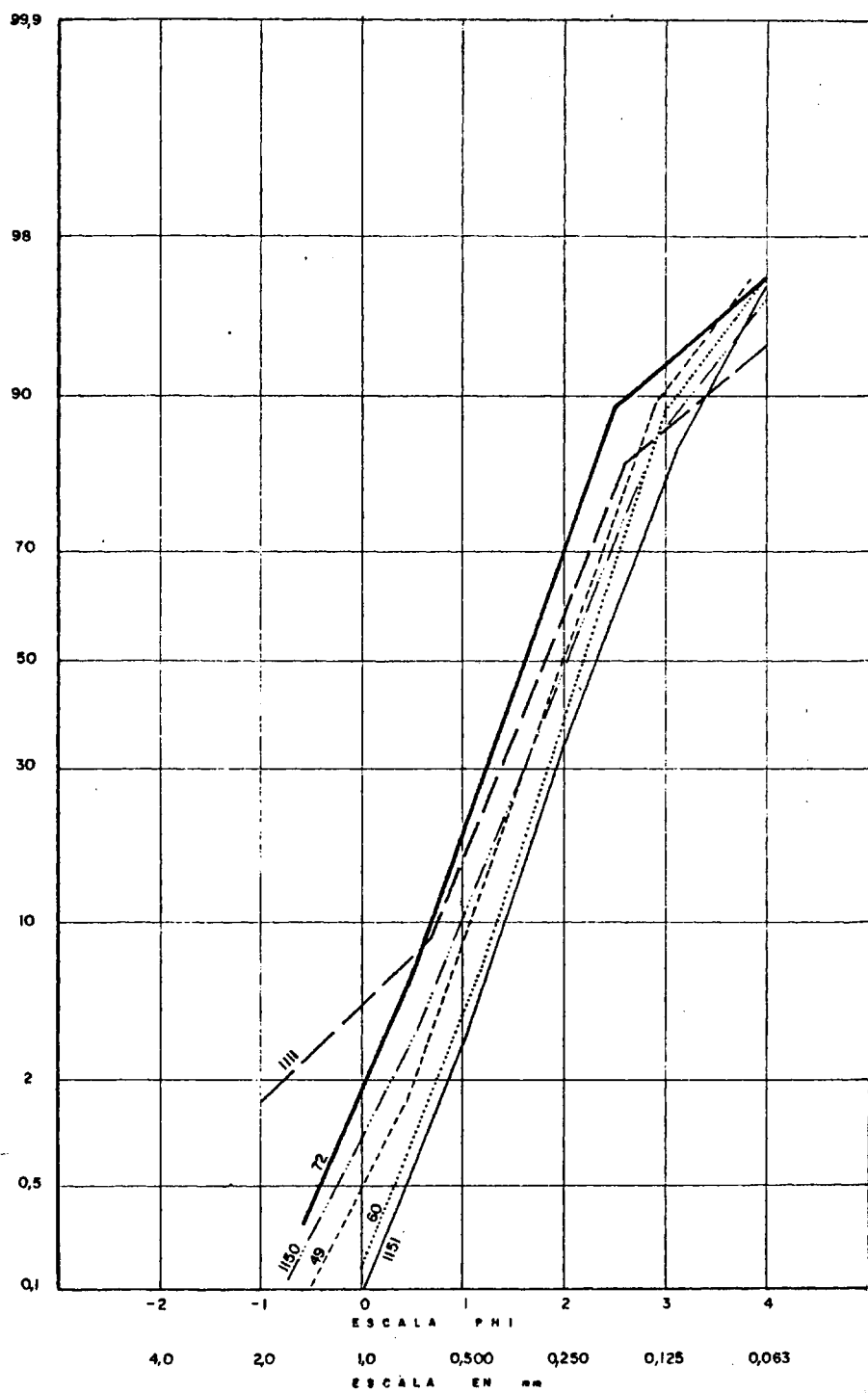


FIG.VI-16.-CURVAS GRANULOMETRICAS ACUMULADAS EN ESCALA DE PROBABILIDAD DE ALGUNAS MUESTRAS DE DUNAS DE LA LLANURA MANCHEGA.

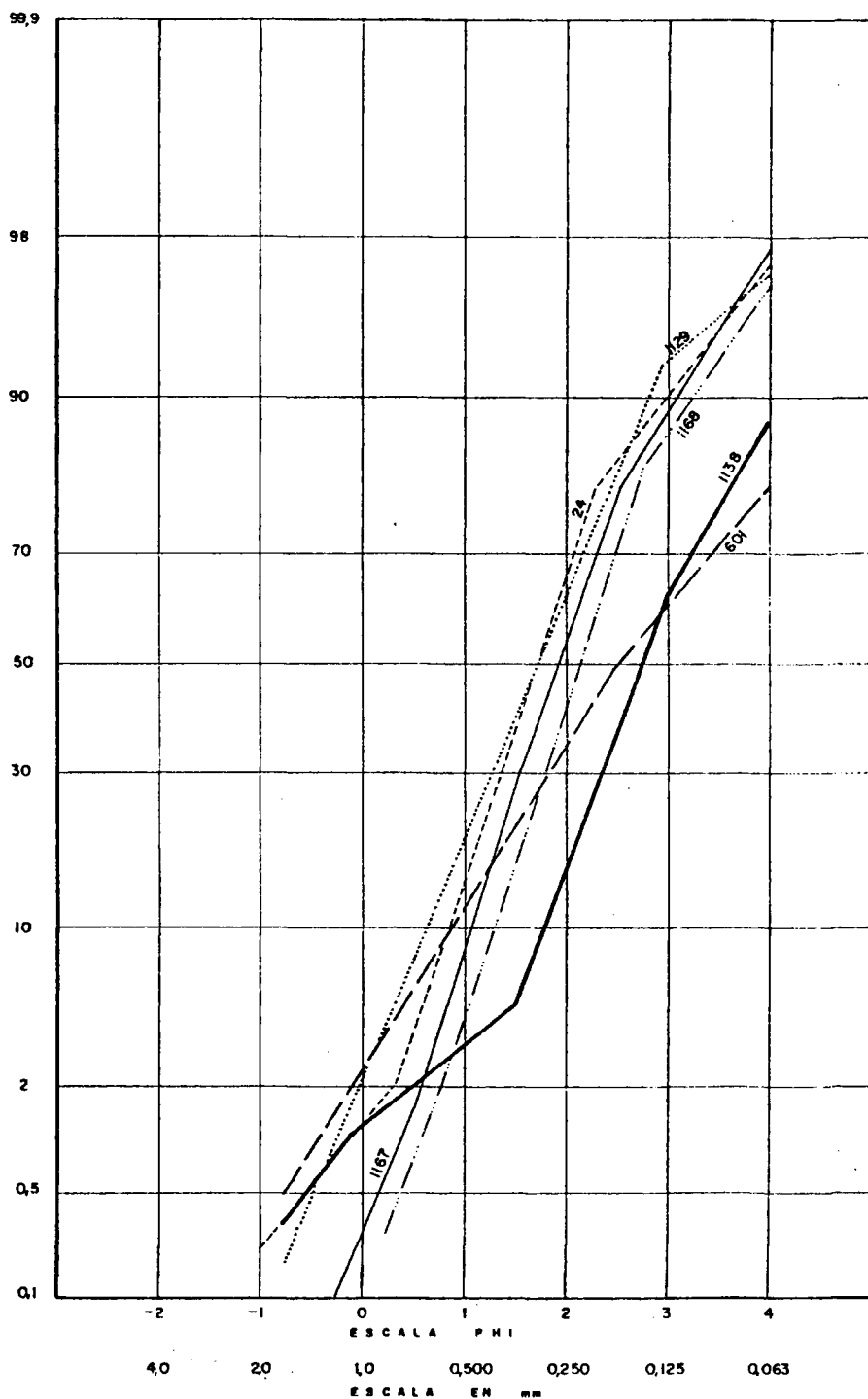


FIG.VI-17-CURVAS GRANULOMETRICAS ACUMULADAS EN ESCALA DE PROBABILIDAD DE ALGUNAS MUESTRAS DE DUNAS DE LA LLANURA MANCHEGA.

PHI y 2,55 PHI. La muestra 134 tiene la media en 3,12 PHI, arena muy fina.

La clasificación (σ_1 , FOLK y WARD, o.c.), es en casi todas las muestras moderadamente bien clasificada (0,50 PHI - 0,71 PHI), o moderadamente clasificada (0,71 PHI - 1,00 PHI). Las muestras ricas en limo más arcilla (> 30%) tienen una clasificación de moderadamente clasificada o pobremente clasificada (1,0 PHI - 2,0 PHI). En la Figura VI-18, se ha proyectado la media (M_z), frente a la desviación gráfica (σ_1), según un diagrama preparado por FOLK (1971); en él se observa cierta tendencia a la agrupación, en las muestras con limo más arcilla menor del 10% y en las que contienen más del 30%. La muestra 134, queda claramente diferenciada.

El skewness (SK_1 , FOLK y WARD, o.c.), es positivo en todas las muestras y mayor que 1. Tiene un recorrido de +1,207 a +1,882. Los valores más próximos a uno se encuentran en las dunas con mayor porcentajes de limo más arcilla. Todos estos valores mayores que 1, nos indican que la fracción fina está mejor clasificada que la gruesa y que el centro de gravedad de las curvas, se desplaza a la arena gruesa.

La kurtosis (KG, FOLK y WARD, o.c.) o angulosidad gráfica, es la mayoría de las veces leptokurtica, ($KG > 1,10$) o mesokurtica (KG entre 1,10-0,90). Las dunas con altos porcentajes de limo más arcilla son mesokurticas o platykurticas (KG entre 0,90-0,67), lo que demuestra que la mezcla de poblaciones gruesas y finas es semejante. Las dunas pobres en limo más arcilla, con modas en las fracciones más gruesas, tienen, como era de esperar, tendencia leptokurtica o angulosidad más marcada.

418

6.3.3. Color.

Las dunas y los depósitos eólicos de la llanura manchega, después de numerosas medidas realizadas, están comprendidos dentro del HUE 7,5 YR. Son materiales con colores pardo amarillentos, con VALUE y CHROMA en 7/6, 6/6 ó 6/8, pardos (7,5 YR 5/4) o pardos claros (7,5 YR 6/4). Las arenas con altos contenidos en limo más arcilla son rosadas (7,5 YR 7/4 ó 7,5 YR 8/4), o gris rosadas (7,5 YR 7/2). Los limos que cubren amplias extensiones en el sector occidental de la Llanura aluvial de San Juan, son preferentemente rosados (7,5 YR 8/4). Podemos concluir que es posible una cierta diferenciación de los materiales de origen eólico por el color. Los más arenosos tienen tendencia a colores pardo-amarillentos, los que contienen fracciones notables en limo más arcilla, tienden o son francamente rosados, gris rosados, pardos o pardos claros.

6.3.4. Mineralogía.

Se han realizado 43 análisis mineralógicos, en la fracción pesada y ligera, en los depósitos de origen eólico del Corredor Manchego. Los primeros resultados fueron publicados por ALEIXANDRE, PINILLA y PEREZ-GONZALEZ (1977). El intervalo de grano escogido, para los análisis mineralógicos y el reconocimiento de la forma de grano, ha sido entre 0,5 y 0,05 mm, y se han seguido las técnicas habituales utilizadas en la sección de Mineralogía de Suelos del Instituto de Edafología (PEREZ MATOS, 1965, ALEIXANDRE y PINILLA, 1968).

En la exposición de los resultados obtenidos agruparemos las muestras y sus resultados, conforme los cinco sectores o dominios (Figura VI-20), reconocidos al principio de este Capítulo que son: Rubielos Bajos (dominio o sector

A), Casas de Benitez-Sur de Casas de Guijarro-Casas de los Pinos (sector B), Villarrobledo-Embalse de los Muleteros-El Provencio (sector C), zona externa de Campos de Montiel (Sector D) y Llanura de San Juan (Sector E). Estos domínios se ajustan, solamente en parte, a la distribución geográfica que en función de las características texturales, hemos establecido en el anterior apartado.

Las medias porcentuales en peso de los minerales pesados, oscilan entre 0,645% para el sector D, o zona externa de Campos de Montiel, y 0,26% para el dominio de Villarrobledo-Embalse de los Muleteros-El Provencio. En el cuadro (VI-28) comparamos los porcentajes medios en peso de los minerales pesados, en los distintos dominios, con los obtenidos de las posibles áreas de procedencia de los materiales arenosos de origen eólico.

\bar{X} en %				
Sector A	Sector B	Sector C	Sector D	Sector E
0,370	0,540	0,260	0,645	0,300
	<u>S. Aluvial del Júcar</u>	<u>S. Aluvial Guadiana al N. de Villarrobledo</u>	<u>Detríticos de Campos de Montiel</u>	<u>S. Aluvial - Guadiana en la Llanura de S. Juan</u>
	0,540	0,350	0,570	0,300

CUADRO VI-28. Porcentajes medios en peso de minerales pesados.

Las semejanzas entre los dominios o sectores y las áreas de procedencia son notables, el factor de correlación en muchos casos es igual a 1. Si enfrentamos estos resultados con los obtenidos por diversos autores en Europa — central (en SEPPALA, 1971, p. 49 y 50), la concentración de minerales pesados en los arenales de la Llanura manchega, es baja, y extremadamente baja —

420

frente a las dunas de la Laponia finlandesa (SEPPALA,o.c.) donde alcanzan medias porcentuales de hasta el 43%.

- Morfología de los granos de cuarzo

Conforme al desgaste y al tipo de superficie se han diferenciado, al binocular, 7 clases de granos de cuarzo, en el tamaño 0,5 mm, que son: R.M = redondeados mates, S.R.M. = subredondeados mates, S.A.M. = subredondeados mates, N.D. = no desgastados, R.B. = redondeados brillantes, S.R.B. = subredondeados brillantes, S.A.B. = subangulosos brillantes.

Los porcentajes medios, de todas las muestras analizadas (Figura VI-19 y Cuadro VI-29), nos permiten diferenciar con claridad dos tipos mayoritarios en las formas de grano de cuarzo. Uno en los subredondeados mates (SRM) y otro en los subangulosos brillantes (SAB).

Los redondeados mates (RM) y los subredondeados brillantes (SRB), alcanzan porcentajes medios significativos. No así los subangulosos mates, no desgastados y redondeados brillantes.

Por dominios (Cuadro VI-29), el que presenta mayores porcentajes medios de redondeados mates y subredondeados mates es el sector central o C. El sector A (Rubielos bajos), muestra una escasa evolución del material, con ausencia de redondeados mates y muy elevados porcentajes medios de subredondeados brillantes y subangulosos brillantes. En el sector E, Llanura de San Juan, las dunas con menos de un 5% de fracción limo más arcilla, tienen porcentajes

		%						
		R.M.	S.R.M.	S.A.M.	N.D.	R.B.	S.R.B.	S.A.B.
Porcentajes medios totales (22 análisis)		13,18	26,03	2,21	5,62	2,31	24,40	29,25
Recorrido		28-0	63-1	11-0	24-1	13-0	41-3	67-8
Sector A		1	5,0	3,0	9,0	1	26,3	55,6
Sector B		7,5	59,0	6,0	3,0	1	14,0	10,2
Sector C		27	45,5	3,2	3,2	3,7	1	10,5
Sector	30% limo+arcilla	13,1	18,1	1	5,6	4,2	25,4	32,7
	5-20% limo+arcilla	9,0	10,6	0,0	5,0	6,6	22,0	46,6
	5% limo+arcilla	19,7	26,2	3,5	5,5	1,2	22,7	19,5

CUADRO VI-29. Porcentajes medios totales y por sectores de las formas de grano en cuarzos.

421

VI.

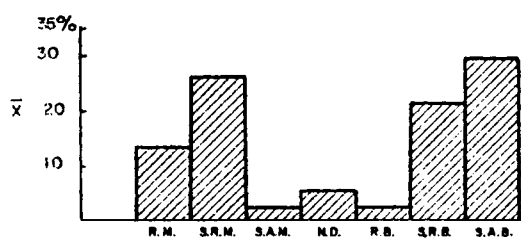


FIG. VI-19.-HISTOGRAMA EN PORCENTAJES MEDIOS DE LAS FORMAS DE GRANO, EN LOS CUARZOS DE LOS ARENALES DE LA LLANURA MANCHEGA.
 (R.M.) Redondeados mates, (S.R.M.) Subr. mates,
 (S.A.M.) Subanguloso mate, (N.D.) No desgastados,
 (R.B.) Redondeados brillantes, (S.R.B.) Subr. brillante,
 (S.A.B.) Subanguloso brillante.

medios más elevados en redondeados mates y subredondeados mates que las que su peran dicho porcentaje.

Cabe sin embargo destacar que en todas las muestras analizadas, los subredondeados y subangulosos brillantes no son típicos de todo, son opalinos, translucidos con su superficie pulida en la casi totalidad del grano.

La acción del viento parece indudable por la presencia de los granos redondeados y mates (CAILLEUX, 1942), aunque el grado de evolución del material y sus condiciones de transporte, evidentemente, por las conclusiones obtenidas en cada sector, no son uniformes.

- *Definición de las características mineralógicas.*

Los resultados de los 40 análisis mineralógicos efectuados en los materiales eólicos del Corredor manchego, han sido ya publicados parcialmente por ALEIXANDRE, PINILLA y PEREZ-GONZALEZ (o.c). Las asociaciones mineralógicas de los minerales pesados y ligeros, permitieron diferenciar los edificios arenosos en cinco conjuntos, a los que ya hemos hecho referencia al principio de este apartado. Transcribimos a continuación las definiciones de estos sectores o dominios completados con datos inéditos.

- *Sector de Rubielos Bajos (Sector A)*

Este sector está caracterizado por una asociación de minerales pesados, compuesta por: turmalina con media porcentual del 51,6%, seguida por el cir cón con el 25,3% de media de porcentajes. Como mineral secundario la estauroli-

ta (12,3% de media).

Ausencia prácticamente total de minerales inestables o frágiles, como piroxenos, anfíboles, micas, etc y débil presencia de minerales resistentes y estables, como el granate, rutilo, anatasita, broquita, etc.

En los minerales ligeros domina el cuarzo (90,6% de media), acompaña do muy secundariamente por el feldespato potásico (7,0% de media) y los calco-sódicos (2,0% de media). Presencia de carbonatos.

- Sector de Casas de Benítez-Sur de Casas de Guisjarro-
Casas de los Pinos (Sector B)

En estos cordones arenosos, en la fracción pesada, el mineral domi— nante es la turmalina (63,8% de media), seguido muy en segundo término por - otros minerales resistentes como el circón (15,2% de media) y la estauroлита (8,8% de media). Si analizamos individualmente los resultados de cada muestra, se puede observar que en alguna de ellas la asociación es turmalina-circón, - siendo el tercer mineral dominante, por su porcentaje, la estauroлита y en oca-siones el rutilo. Cabe destacar que la estauroлита es el segundo mineral acom— pañante de la turmalina, en dos de las muestras analizadas. Al igual que en el sector anterior el granate, la anatasa, broquita, distena, anfíboles, piroxe— nos, etc. están ausentes o muy debilmente representados.

En los ligeros el cuarzo es preponderante, porcentualmente, muestra a muestra y como media del total, con un 87,5%. Los feldespatos potásicos siempre están presentes en todas las muestras estudiadas. Las plagioclasas están casi

siempre ausentes. Los carbonatos aparecen, como mineral secundario del cuarzo, con porcentaje del 15 al 21%, en dos puntos situados en el meridiano de San Clemente y al Sur de dicho pueblo. Estos valores, aparentemente anómalos, hacen subir la media de los carbonatos, que están ausentes o escasamente representados, en este sector.

Con respecto a la morfología de grano de las especiales minerales dominantes en la fracción pesada, (sectores A y B), las turmalinas tienen formas subredondeadas principalmente, aunque las formas prismáticas son más abundantes que en el resto de los sectores. En los circones, son mayoritarios los granos rotos sobre los ovoideos.

..

Las turmalinas siempre tienen tamaños mayores que los circones. Las turmalinas oscilan entre los 0,6 mm y 0,08 mm y los circones entre 0,2 mm y 0,07 mm.

- Sector de Villarrobledo-Embalse de los Muleteros-El
Provencio (Sector C).

De los minerales resistentes la turmalina es el mineral principal, - siendo además quien define la asociación con un porcentaje medio del 66,2%. El circón es el mineral acompañante seguido por la estaurolita, con porcentajes medios de 13,4% y 9,6%, respectivamente. En alguna muestra la asociación de minerales pesados es turmalina-circón, acompañados por la estaurolita. En otras el segundo mineral, después de la turmalina, es el rutilo o la estaurolita.

Se observa un ligero aumento en este sector, con respecto a los otros

dos, de los porcentajes medios del granate y del rutilo, al igual que de la andalucita que es un mineral menos estable.

En los ligeros domina con claridad el cuarzo (94,0% de media), seguido por porcentajes mucho menores de feldespatos potásicos (5,6% de media). Las plagioclasas y carbonatos están debilísimamente representados o ausentes.

Un análisis (54-577) en el conjunto arenoso de San Clemente, ha dado como resultado, en la fracción pesada, una asociación de turmalina (74%), acompañada secundariamente por el circón (14%) y la estaurolita (6%). Los carbonatos son extraordinariamente abundantes en esta fracción. En los ligeros domina el cuarzo (76%) seguido de los carbonatos (20%).

En este dominio las turmalinas son subangulosas y subredondeadas, — aunque se aprecian formas redondeadas en todas las muestras. El tamaño mayor — está próximo a 0,6 mm y el inferior en 0,09 mm. En los circones los ovóides — son dominantes, con tamaños que oscilan entre 0,3 mm y 0,05 mm.

- Sector zona externa de Campo de Montiel (Sector D).

A pesar de haber caracterizado este sector tan sólo por dos análisis sus resultados y los estadísticos calculados, diferencian con la mayor exactitud estos arenales de los restantes aquí tratados. En la asociación de minerales pesados la turmalina (47,5% de media) y el circón (20%) son los dominantes.

El rutilo presenta un espectacular crecimiento en porcentaje, respecto a los anteriores sectores, 13,5% de media, y en una muestra un 18%. La estau

rolita se mantiene con un 9% de media. Minerales frágiles o poco estables como anfíboles y piroxenos tienen porcentajes (3 al 4%) sensiblemente superiores, al resto de todas las muestras analizadas.

En la fracción ligera los carbonatos dominan con un 77% de media, siguiéndoles el cuarzo (con un 20% de media). El feldespato potásico sólo está presente, siendo en esta ocasión los feldespatos calco-sódicos (2 % de media) ligeramente mayoritario frente a ellos.

Las turmalinas son subredondeadas mayoritariamente, con tamaños entre 0,4 mm y 0,08 mm. En los circones las formas ovoideas son dominantes frente a las rotas, el tamaño inferior está próximo a los 0,05 mm.

- Sector llanura de San Juan (Sector E)

Una primera característica de este sector es el amplio recorrido y separación de los datos, con respecto a su media aritmética.

La asociación turmalina (57,7% de media), circón (18,6% de media) es la principal en el colectivo tratado.

Estudiando individualmente cada análisis se observan los siguientes hechos: la turmalina siempre es dominante, excepto en dos muestras que lo es el circón, con porcentajes del 48 y 54% frente al 31 y 27% de la turmalina, respectivamente; el segundo mineral, en orden de importancia, es en la mayoría de los casos el circón, aunque en cinco ocasiones de los 22 análisis realizados, lo es la estauroлита, de cualquier forma la asociación dominante se dispone preferen-

temente conforme este orden, turmalina, turmalina-circón y excepcionalmente - circón-turmalina. Como tercer mineral se sitúa la estaurolita, estando a veces sustituida por el rutilo. Cuando domina la turmalina el segundo mineral, muy a menudo, es el circón y otras veces la estaurolita. Buen número de minerales alterables y muy alterables, como la andalucita, silimanita, epidota, anfíboles, piroxenos y apatitos, están presentes en las medias que representan un conjunto de datos.

La asociación de minerales ligeros está caracterizada por el cuarzo (71,5% de media), seguida por los carbonatos (23% de media). Del análisis individual de cada muestra, se observa que el cuarzo es en la mayoría de las - ocasiones el único elemento principal de la asociación y en otras, está constituida, por cuarzo-carbonatos o carbonatos-cuarzo, en menor medida. El feldespato potásico siempre está presente con variado porcentaje en los análisis - realizados, excepto en una muestra, pudiendo ser el segundo mineral en importancia en algún caso. Las plagioclasas están prácticamente ausentes, alcanzan - do, cuando aparecen, un máximo del 2%.

En las dunas arcillo-limosas (> 30% de limo + arcilla), las características de la asociación se mantienen, aunque el circón alcanza porcentajes superiores, a la media porcentual, en diversas muestras, sin duda por el aumento de los tamaños finos, en la fracción arena. La muestra 123, alcanza el valor porcentual más alto de granate (9%), de todos los sectores.

El Loess (muestra 134) tiene la asociación: turmalina (36%), circón - (21%), estaurolita (20%), acompañados secundariamente por el granate (10%). Los carbonatos son abundantísimos en la fracción pesada. En los ligeros, la asocia

ción está compuesta por: carbonato (61%) - cuarzo (37%). El feldespató potásico es tá presente con un 2%.

El mineral preponderante en el intervalo limo (50 a 20 micras) es el carbonato, que aumenta en porcentaje conforme disminuye el tamaño. El cuarzo es el mineral secundario. La forma del carbonato es la irregular, con tendencia a la subangularidad y al redondeamiento.

Hay por lo general, más formas subredondeadas que subangulosas en las turmalinas, y en algunas muestras, en cambio, hay más redondeadas que subangulosas. El tamaño mayor es de 0,9 mm y el menor de 0,07 mm. Los circones son ovoídes, en primer lugar, con tamaños entre 0,3 mm y 0,05 mm.

- *Diferencias y semejanzas entre los distintos sectores y procedencias.*

.La preponderancia de los minerales resistentes: turmalina, circón y rutilo, con porcentajes medios, entre los tres, superiores al 80%, en todos los sectores en que se han dividido los arenales de la Llanura manchega, hace fácil el establecer sus semejanzas pero muy difícil el conocer las diferencias específicas entre ellos, y al mismo tiempo situar con total exactitud su origen u origenes, ya que las áreas madres de donde han sido arrancados los materiales, que después han sido transportados por el viento, pueden haber sido múltiples. Este último enunciado no es un hecho gratuito, dado que la mineralogía de las posibles áreas fuentes presentan asociaciones similares y muy poco contrastadas — (ver capítulos anteriores), con respecto a las asociaciones de las arenas de origen eólico.

Las analogías y diferencias, entre los distintos sectores (Cuadro - VI-30 y Figura VI-20), hay que establecerlas a partir de las pequeñas variaciones de los estadísticos calculados, o en la presencia o ausencia de unos pocos minerales. Sirven para este propósito, entre los pesados, en primer lugar, los anfíboles y piroxenos y luego la turmalina, circón, rutilo y estaurolita. En los ligeros el cuarzo y los carbonatos.

Los sectores de Rubielos Bajos, cordones arenosos de Casas de Benítez-Sur de Casas de Guijarro-Casa de los Pinos, así como el Sector de Villarrobledo, Embalse de los Muleteros-El Provencio, tienen en común la ausencia casi total de anfíboles, piroxenos y carbonatos. Sólo dos muestras, en uno de los sectores, tienen un porcentaje de carbonato superior al 15%, en la fracción ligera.

Los otros dos sectores, situados al Oeste y Sur de los que acabamos de relatar, están caracterizados, en cambio, por la presencia de porcentajes - apreciables, a veces, de anfíboles y piroxenos, o considerables de carbonatos.

De todas formas el sector más caracterizado, a pesar del corto número de muestras analizadas, es el llamado "Zona externa de Campo de Montiel", por sus relativos altos porcentajes medios de: rutilo (13,5%) y piroxenos (3,5%), y los muy bajos de cuarzo (20% de media).

.El origen de las arenas que forman los edificios arenosos, construidos por la acción del viento, en esta parte de la Submeseta Meridional, hay que buscarlo, en primer lugar, en los depósitos aluviales dejados por los ríos Júcar y Guadiana en la Llanura manchega durante el Cuaternario. Son los

SECTORES	MINERALES		PESADOS EN %																		LIGEROS EN %				
	OPACOS NATURALES	OPACOS DE ALTERACION																							
			TURMALINA	CIRCON	GRANATE	RUTILO	ANATOSA	BROQUITA	TITANITA	ESTAUROLITA	DISTENA	ANDALUCITA	SILDMANITA	EPIDOTA	ANTIFOLIOS	PIROXENOS	MICAS	APATITO	CARBONATOS	ALTERITAS	CUARZO	FELD K	FELD Ca-Na	CARBONATOS	
A (3 análisis)	21-42 28,0 0,7	45-63 53,0 7,5	47-60 51,6 5,8	17-32 25,3 6,2	2-5 3,0 1,4	1-6 4,3 2,35	0-2 (+)	0-2 (+)	11-15 12,3 1,44	0-2 (+)			0-2 (+)					0-1 (+)	1-4 2,6 1,23	85-97 90,6 4,9	2-10 7,0 3,5	0-6 2,0 2,8	0-1 (+)		
B (8 análisis)	22-39 31,1 5,1	24-48 36,0 8,3	49-80 63,8 10,5	7-26 15,2 7,2	1-5 2,2 1,4	1-11 5,0 3,3	0-2 (+)	0-1 (+)	0-2 (+)	6-12 8,8 2,24	0-2 (+)	0-2 (+)	0-1 (+)	0-3 (+)			0-2 (+)	0-2 (+)	0-8 3,0 2,1	74-95 87,5 6,6	2-9 5,25 2,6	0-3 (+)	0-21 6,2 7,7		
C (5 análisis)	21-61 37,8 14,0	19-26 20,4 3,7	50-85 66,2 11,3	1-25 13,4 8,2	1-7 2,8 2,2	1-10 5,2 3,4	0-2 (+)	0-1 (+)	0-1 (+)	7-12 9 1,8	0-1 (+)	1-2 1,2		0-1 (+)		0-1 (+)		0-2 (+)	1-5 3 1,4	88-95 94 3,1	3-10 5,6 2,3	0-2 (+)			
D (2 análisis)	37-49 43 6	51-72 61,5 7,4	43-52 47,5 4,5	19-21 20 1	2-2 2 0	9-18 13,5 4,5	1-2 1,5 0,5			6-12 9 3	0-1 (+)	1-2 1,5 0,5		1-2 1,5 0,5	1-1 (+)	3-4 3,5 0,5		0-30 15 15	0-7 3,5 3,5	19-21 20 1	0-2 (+)	1-3 2 1	76-78 77 1		
E (22 análisis)	9-69 34,0 16,4	12-62 31,1 12,9	27-84 57,7 16,4	0-54 18,6 13,9	0-9 3,6 2,1	0-14 6,4 3,6	0-5 1,3 1,3	0-5 (+)	0-1 (+)	4-16 9,4 3,0	0-2 (+)	0-2 (+)	0-1 (+)	0-6 (+)	0-1 (+)	0-2 (+)		0-2 (+)	0-135 40,5 40,1	0-15 4,3 4,1	21-93 71,5 30,7	0-16 5,1 3,6	0-2 (+)	3-78 23,0 22,2	

CUADRO VI-30. Cuadro resumen de las características mineralógicas de los arenales de origen eólico de la Llanura manchega. En cada mineral de arriba a abajo: el dato mayor y el menor la media aritmética y la desviación típica. El signo (+) indica presencia o media de porcentajes 1 (según ALEXANDRE, PINILLA y PEREZ-GONZALEZ, 1977).

que hemos denominado Sistema aluvial del río Júcar y Sistema fluvial del río Guadiana. El Plioceno, con su diversidad de facies, y los abanicos aluviales, - que orlan a la Plataforma morfoestructural de Campos de Montiel, han sido - también áreas madre, como lo demuestra sus asociaciones mineralógicas.

Las arenas de origen eólico y dunas, de la zona externa de Campo de Montiel, provienen muy directamente de los conos y abanicos aluviales, por - sus porcentajes relativamente elevados en opacos de alteración, circón, rutilo, piroxenos y anfíboles, y de carbonatos identificados en la fracción ligera. También avala esta suposición sus bajos porcentajes en turmalina y cuarzo.

Las arenas que forman las dunas de la Llanura de San Juan, pueden - derivar tanto del Sistema fluvial del río Guadiana, como de los depósitos pliocenos de esta parte de la Llanura manchega. Una débil influencia de los abanicos aluviales no es descartable. Estas áreas de origen vienen evidenciadas - por la presencia de circón, granate y rutilo, en porcentajes suficientes, y la relativa escasez de turmalina. En los ligeros, por el aumento de los porcentajes de los carbonatos en detrimento de los cuarzos.

En los tres sectores restantes, la uniformidad, en la composición - mineralógica de las arenas eólicas, hace muy difícil señalar un origen u orígenes específicos para ellas. Es preferible apoyarse en criterios de posición de las dunas de arenas, con respecto a los materiales infrayacentes, y morfológicos. Partiendo de este primer análisis es posible deducir, al igual que en - los casos anteriores, el origen local de estas acumulaciones arenosas; los altos porcentajes en turmalina y cuarzo, junto con el aumento relativo, en algún sector, de la estauroлита, así como por la ausencia de anfíboles y piroxenos ,

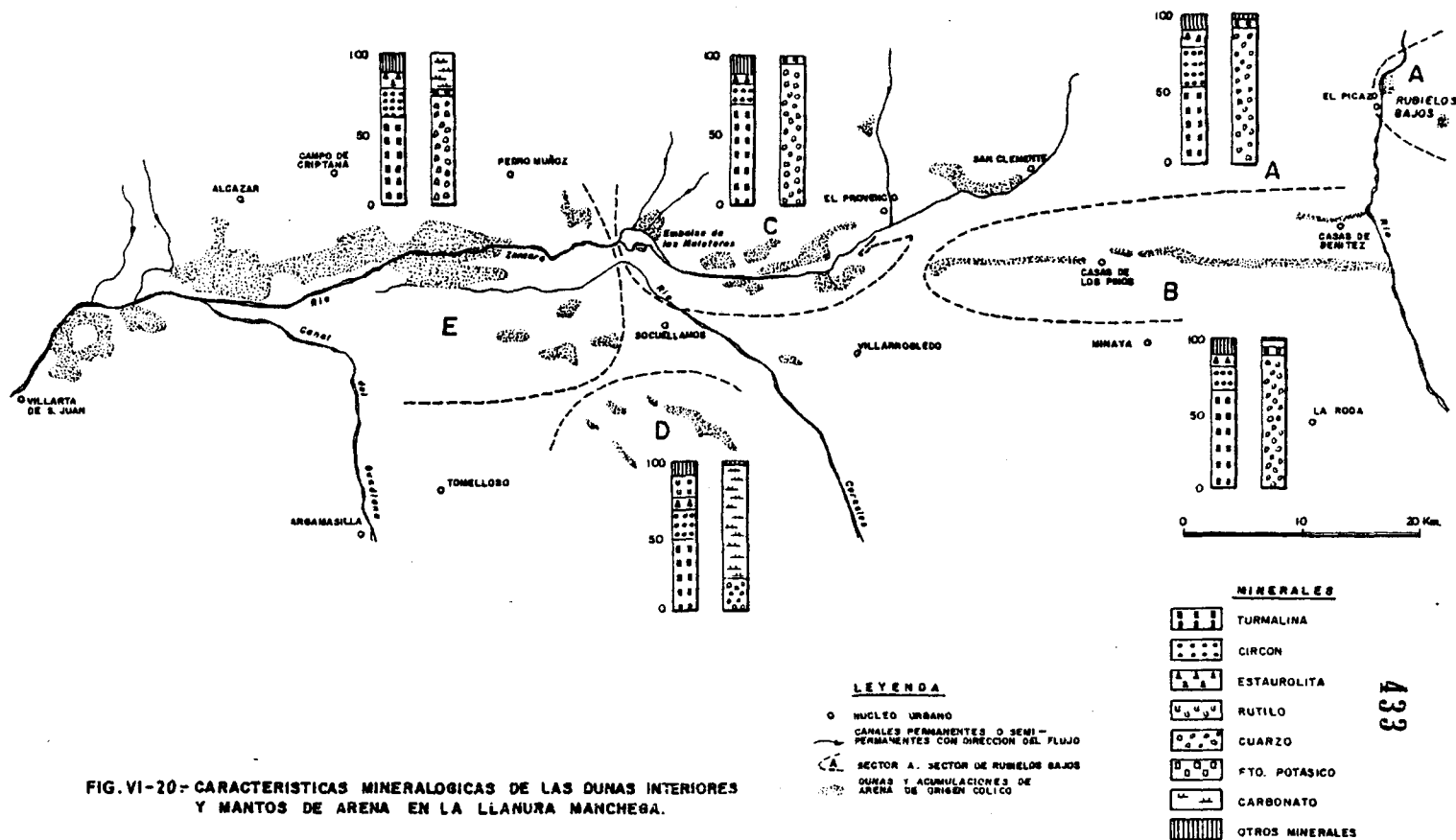


FIG.VI-20-CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DE LAS DUNAS INTERIORES Y MANTOS DE ARENA EN LA LLANURA MANCHEGA.

parecen indicar, junto con los criterios antes expuestos, que las dunas y arenas del sector de Villarrobledo-Embalse de los Muleteros- El Provencio, provienen de la parte alta del Sistema fluvial del río Guadiana, y que los arenales de los sectores de Rubielos Bajos, Casas de Benitez-Sur de Casas de Guijarro - Casas de los Pinos derivarían del Sistema aluvial del Júcar. Lógicamente no es descartable en estos sectores, la influencia de materiales provenientes del sustrato plioceno.

6.3.5. Resumen y Conclusiones

Las dunas y acumulaciones arenosas de origen eólico de la Llanura manchega, ofrecen fuertes contrastes texturales de un sector a otro. En la Llanura aluvial de San Juan, la fracción limo más arcilla puede alcanzar más del 50% del total de la muestra, estando la moda, en el intervalo $4\text{ mm} - 0,062\text{ mm}$, en la arena media ($0,5 - 0,250\text{ mm}$), fina ($0,250 - 0,125\text{ mm}$) o muy fina ($0,125 - 0,0063\text{ mm}$). En los territorios centro-orientales de la Llanura las distintas áreas dunares no alcanzan el 20% en la clase limo + arcilla, siendo por lo general inferior al 5%, en las regiones situadas más hacia el Este. La moda en todos esos sectores ocupa, mayoritariamente, la clase de arena media. La clasificación es, moderadamente clasificada o moderadamente bien clasificada y las muestras enriquecidas en limo más arcilla tienen peor selección. El Skewness (SK, PHI), es en todas las muestras positivo y mayor que 1. La Kurtosis (KG, PHI) o angulosidad gráfica, tiene un recorrido de $1,223 - 0,704$. La mayoría de las curvas de distribución son leptokurticas o mesokurticas y las dunas con altos porcentajes de limo más arcilla presentan curvas más achatadas, mesokurticas o platykurticas.

El color de las arenas eólicas y dunas es pardo amarillento, pardo, rosado o gris rosado. Las dunas arcillo-limosas tienen preferencia por los dos últimos colores.

Partiendo de consideraciones mineralógicas y de la posición geográfica de los conjuntos dunares, se han podido dividir los mismos, en cinco sectores o dominios. Desde un punto de vista mineralógico los minerales pesados y ligeros que han sido útiles para esa diferenciación son: turmalina, circón, granate, rutilo, estaurolita, anfíboles, piroxenos, cuarzo y carbonatos.

Se concluye que los mantos de arena y dunas tienen un origen local y provienen, según los sectores, del Sistema aluvial del río Júcar, Sistema fluvial del río Guadiana, abanicos aluviales y conos que orlan a Campo de Montiel, y Plioceno de la Llanura manchega.

436

CAPITULO VII

GENESIS DEL RELIEVE CUATERNARIO

I N D I C E

	<u>Pág</u>
7.1. CLASIFICACION MORFOGENETICA	VII-2
7.2. LA ACCION FLUVIAL	VII-13
7.2.1. El río Júcar	VII-14
- Un valle asimétrico	VII-16
- Las terrazas	VII-19
7.2.2. El río Guadiana	VII-29
- El Sistema fluvial del río Guadiana	VII-31
- La leyenda de el Guadiana	VII-34
7.2.3. Origen y edad de las terrazas	VII-39
- Correlaciones	VII-44
7.2.4. Los abanicos aluviales	VII-56
- Morfología y evolución de los abanicos ...	VII-57
- Cronología	VII-65
7.3. LA ACCION EOLICA	VII-66
7.3.1. Las dunas interiores y litorales	VII-66
7.3.2. El relieve eólico de la Llanura manchega	VII-76
- Posición	VII-76
- Tipos, morfología y fases de construcción dunar	VII-78
- Discusión y conclusiones	VII-87
7.4. DEPRESIONES INTERIORES Y FORMAS KARSTICAS	VII-100
7.4.1. Las cuencas de drenaje interiores	VII-101

	<u>Pág</u>
- Los focos endorreicos de la Llanura manchega oriental	VII-101
- El endorreismo salino de la Llanura manchega central	VII-105
- Causas del endorreismo	VII-111
- Edad del endorreismo	VII-112
7.4.2. Formas Kársticas	VII-113
- Formas de absorción	VII-114
- Control estructural de las dolinas	VII-116
- Formas de emisión	VII-117

CAPITULO VII

GENESIS DEL RELIEVE CUATERNARIO

La panorámica de la Llanura manchega desde la Sierra de el Navajo, bastión oriental de los Montes de Toledo, es algo más que sobrecogedora para el infortunado geólogo o geógrafo que la contempla. El paisaje, tremendamente llano y dilatado, aunque no exento de belleza, aparenta una monotonía aplastante. Ningún relieve sobresale en el paisaje formado por el mar blanco de las aldeas dispersas y el verde ejedrezado de las tierras cultivadas.

En el fondo caliginoso de un día veraniego, se vislumbra al Sur, - la sierra paleozoica de Alhambra y un realce, más compacto y continuo, que es Campo de Montiel.

Al pie del observador, afortunadamente, destaca la unión del río -

Záncara con el Giguela. Un poco más allá y a su izquierda, se elevan los cerros cónicos, aislados, de Alcazar de San Juan, detrás de los cuales aparecen las estribaciones más meridionales de la Sierra de Altomira.

Este efecto desolador de la Llanura manchega, es engañoso. Unos estudios más minuciosos de los materiales que la conforman, y de la topografía — apenas marcada, nos han demostrado una riqueza de formas y procesos, que — creemos que son totalmente inéditos en la literatura geológica española.

Nuestra intención, en las páginas que siguen, es mostrar al lector, los aspectos más sobresalientes del relieve generado durante el Cuaternario, procurar explicar su evolución y en lo posible establecer una cronología.

7.1. CLASIFICACION MORFOGENETICA

La mayoría de los autores reconocen que las formas del relieve están condicionadas por las estructuras geológicas y los procesos geomorfológicos. Estos últimos están controlados, especialmente, por la distribución de los tipos de clima. DAVIS (1899 - 1909, en PELTIER 1950), en sus primeros escritos, relacionó algunos aspectos del ciclo geográfico con el régimen climático.

De la relación existente entre los tipos climáticos y la distribución de los procesos geomorfológicos, nació el concepto de región morfogenética. La región morfogenética excluye aquellos sucesos que no están controlados por los procesos y el clima (WILSON, 1968), tales como los factores volcánicos, estructurales, litológicos, e inclusive aquellos que reflejen procesos relativamente independientes del clima o estén fuertemente controlados — por el tiempo.

Para PELTIER (1950 o.c.) resulta muy difícil establecer, con los conocimientos actuales, una definición precisa de región morfogenética basada en el clima y en el ciclo de erosión peculiar a las cuales ellas se encuentran asociadas. Esta es la razón, WILSON (1973 p. 269), por la que, los modelos -- propuestos deben considerarse como "cualitativos, subjetivos y artificiales".

A pesar de lo dicho vamos a utilizar algunos de los modelos conocidos con el fin de obtener una clasificación morfogenética de la Llanura manchega, la cual contrastaremos con la realidad, y que al mismo tiempo nos pueda servir de pauta en el pasado.

Muchas son las terminologías usadas en morfoclimatología. En este texto utilizaremos tan solo los siguientes conceptos:

- Región morfogenética (PELTIER, 1950 o.c.), es aquella región cuyas formas del relieve reflejan el clima y los procesos presentes.
- Sistema clima-proceso (WILSON, 1968 o.c.), es el que idealmente relaciona en un sistema morfogenético el clima, los procesos y las formas del terreno.
- Región paleomorfogenética (WILSON, 1968 o.c.), es el área en la cual las formas del terreno reflejan el clima pasado y los procesos.

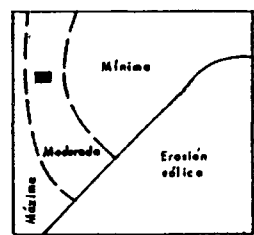
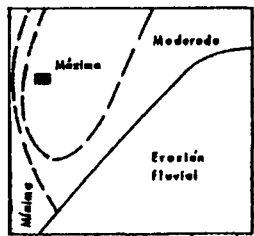
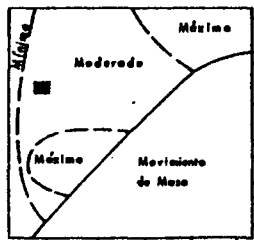
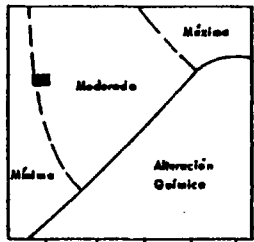
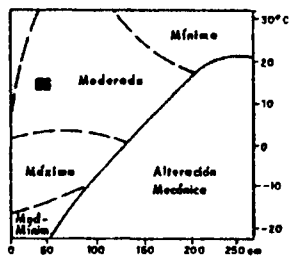
Tanto PELTIER (1950 o.c.) como WILSON (1968, 1969 y 1973), sugieren relaciones entre los procesos geomorfológicos y los elementos del clima en me

dia anual (temperatura versus precipitación). Aunque otros parámetros climáticos pueden ser considerados, como la evaporación potencial contra la precipitación (TANNER, 1961), nosotros manejaremos los cuadros de temperatura versus precipitación (Fig. VII-1), de los autores arriba citados, comparándolos entre si, y sintetizaremos los resultados obtenidos, dentro de la clasificación de regiones morfogénicas de PELTIER (1950, o.c.) o en el Sistema clima-proceso de WILSON (1968 o.c.), también conocido como clasificación C.P.S.

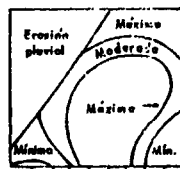
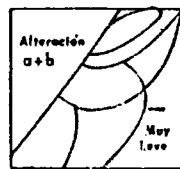
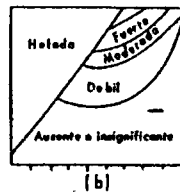
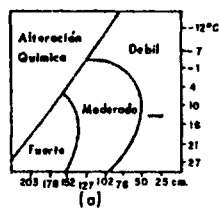
Para la elaboración de los cuadros de la Fig. VII-1 hemos utilizado los datos de los observatorios de la Llanura manchega, donde la temperatura y precipitación presentan series más largas. Estas estaciones se corresponden con las expresadas en los cuadros II-3 y II-7, del Capítulo II. Los valores proyectados ofrecen muy poca dispersión, lo que nos indica que las relaciones clima-proceso son uniformes o semejantes, en uno u otro punto de la Llanura.

. La alteración mecánica en la Llanura manchega es moderada, como corresponde, teóricamente, a una región de clima seco y temperaturas medias anuales suaves. La alteración química, mínima moderada o débil moderada, está en conexión con la cantidad de lluvia caída y con la temperatura que determina la velocidad de reacción. Estos factores del clima excesivamente contrapuestos hoy en la región, pueden hacer más lentos los procesos de alteración química.

A pesar de todo el carácter monomineral, a grandes rasgos de la Llanura manchega, y a la desforestación benefician los procesos de disolución, lo que puede justificar el carácter débil o moderado de la alteración química. PELTIER (1950 o.c.), en su escrito, hace responsable a la acción de la helada



WILSON (1968)



PELTIER (1950)

■ ó — Proyección agrupada de las estaciones consideradas en la llanura manchega

FIG. VII-1.-RELACIONES ENTRE PROCESOS GEOMORFOLOGICOS Y PARAMETROS CLIMATICOS

la desintegración mecánica. La suma de la alteración química y la acción de la helada, que produce la desintegración mecánica -en ausencia de los agentes de transporte- generalizando es la alteración; en ambos casos dichas acciones pueden considerarse ausentes o insignificantes o muy leves.

. El movimiento de masa es moderado a mínimo, o mínimo. Localmente hemos observado, en las exiguas vertientes de la Llanura, desplazamientos diferenciales de los materiales que las cubren. Estos procesos tipo creep se han explicado, a veces, por la expansión y contracción de las partículas producidas por los cambios de temperatura en un régimen seco.

. La erosión fluvial es máxima o moderada. La norma es clara: en las regiones semi-áridas, con vegetación escasa, la precipitación es suficiente para causar una erosión severa. WILSON (1969 o.c.), añade que el máximo de erosión fluvial está asociado con la aridez estacional. Sin embargo, en la Llanura manchega la erosión fluvial no juega un gran papel; tres causas nos parecen esenciales:

- . La topografía
- . Los bajos valores de la densidad de drenaje.
- . El factor litológico.

El escaso contraste altitudinal y las importantes pérdidas por infiltración, reducen la capacidad erosiva de los cursos fluviales. La densidad de drenaje, que alcanza valores muy bajos, es más propia, comparativamente, de regiones áridas que de semiáridas (GREGORY y GARDINER, 1975; GREGORY, 1976). Tan sólo las lluvias violentas y concentradas son capaces de tajar los suelos

laborables y transportar, algunos metros, cargas sólidas. Mayor importancia - tiene el funcionamiento espasmódico, de las torrenteras y ramblas que nacen - en la cuenca-vertiente de Campo de Montiel. En esta región la capacidad erosiva de los agentes fluviales es mayor, a pesar de que el factor litológico también es condicionante. Los productos transportados están compuestos por abundantes finos, aunque efectivamente no faltan fracciones más groseras.

. La acción eólica es moderada o máxima. En la Llanura manchega, la acción del viento hoy, es un factor constante de erosión, y de erosión-acumulación, acentuada por la acción del hombre. El dispositivo es idóneo: un paisaje abierto, sin apenas vegetación, expuesto a los vientos, prevalentes del tercer y cuarto cuadrante, y con unas condiciones climáticas óptimas en primavera y verano.

Los resultados inductivos hasta aquí obtenidos, basados en la relación de los procesos geomorfológicos con los elementos climatológicos, nos - consiente ahora encuadrar a la Llanura manchega en una región morfogenética. Esta se corresponde sustancialmente, con un CPS o región morfogenética semiarido (Fig. VII-2), tanto en la clasificación morfogenética de WILSON (1968, - o.c.) como en la de PELTIER (1950 o.c.).

La proyección de las temperaturas y precipitaciones medias mensuales en un diagrama de termohietas, ensamblado con los 6 Sistemas Clima-Procesos, junto con la clasificación de regímenes climáticos basada en la dinámica de las masas de aire (STRAHLER, 1965), permiten comparaciones entre los tipos climáticos y los CPS, e introduce la estacionalidad en los análisis morfogenéticos.

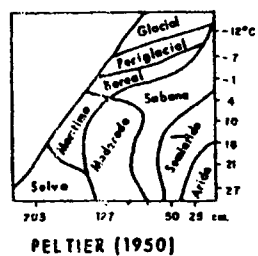
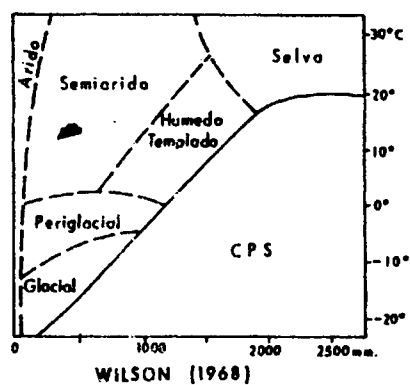


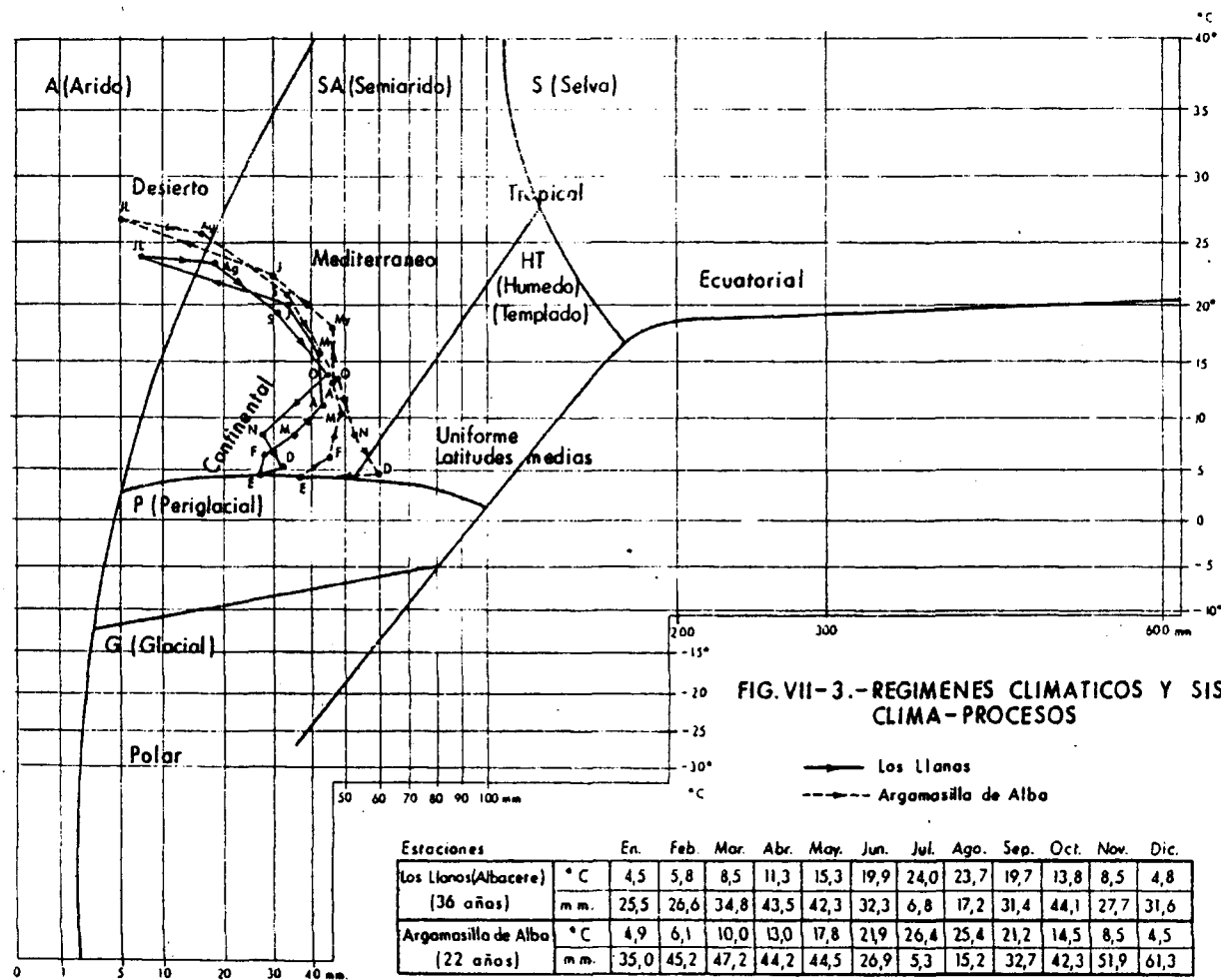
FIG. VII-2.-POSICION DE LA LLANURA MANCHEGA EN LOS GRAFICOS DE REGIONES MORFOGENETICAS DE WILSON Y PELTIER

La Fig. VII-3, recoge las estaciones de los Llanos (Albacete) y Argamasilla de Alba. Los polígonos resultantes no son muy típicos de un régimen climático mediterráneo. Existen contrastes, excesivamente acentuados, entre los meses de Diciembre, Enero y Febrero, y los meses veraniegos de Julio y Agosto. Estas proyecciones extremas van de un régimen climático próximo al continental, con un CPS periglacial, a un régimen climático de desierto, con un CPS árido. Los meses intermedios participan de un régimen climático mediterráneo degradado y un CPS semiárido.

Cualitativamente, los meses invernales, son propicios a la acción local de la helada y a procesos de solifluxión húmeda. En el verano los procesos dominantes serían la desecación, la acción del viento y la del agua corriente. En la Llanura manchega son patentes las acciones eólicas, con movimientos de arenas limoso-arcillosas, y la desecación con formación de playas o salinas. En los restantes meses, con un CPS semiárido, los procesos preponderantes serían los de la acción fluvial (planación y conos aluviales) y la alteración mecánica.

En la Fig. VII-4, hemos trazado los polígonos de un año húmedo (544,4 mm) y del año más seco (184,8 mm), extraídos de los datos de los últimos 36 años del observatorio de Los Llanos (Albacete). El año húmedo se adapta mejor al régimen climático mediterráneo que la curva que integra los valores medios, de estos 36 años, de dicha estación (Fig. VII-3). Los CPS oscilan entre el semiárido periglacial, meses de Diciembre, Enero y Febrero, el árido, mes de Julio, pasando por el CPS húmedo templado, meses de Noviembre, Abril y Octubre.

Los años húmedos están por lo tanto caracterizados, principalmente, -



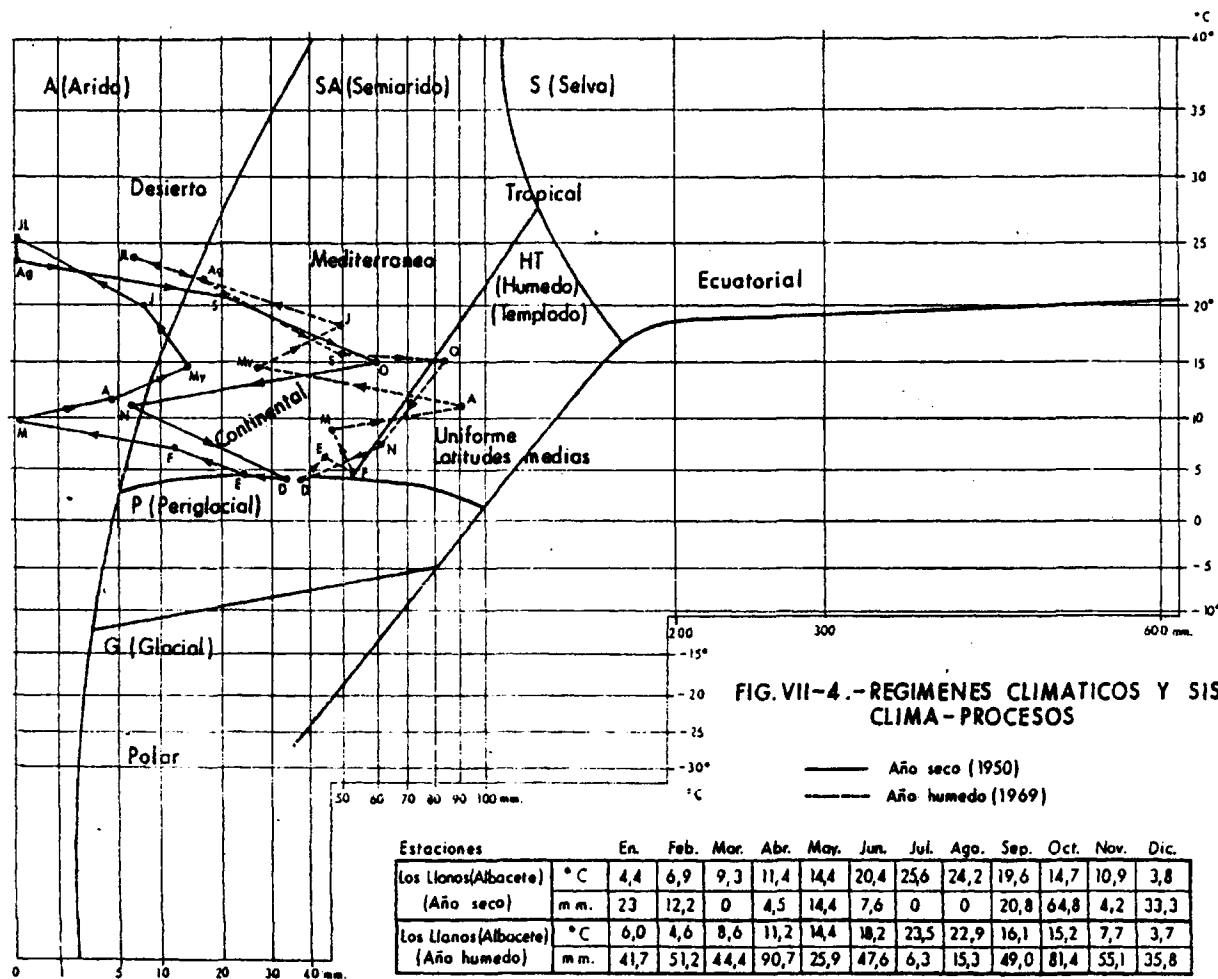
por los procesos geomorfológicos de la acción fluvial y la alteración mecánica y química. En la estación de Los Llanos, el número de años por encima de la media anual de precipitación, que consideramos años húmedos, es de 19, lo que representa un porcentaje del 52,7%, de años húmedos, en el periodo 1940 - 1975.

El año seco tiene una gráfica muy irregular que no se ajusta a ningún tipo de régimen climático. El CPS es durante 6 meses árido y en el resto semi árido, con tendencia a periglaciación en Diciembre y Enero. En este tipo de año los procesos geomorfológicos sobresalientes serían: la acción del viento y la desecación. La acción fluvial, a pesar de que cualitativamente es un factor importante, no es muy decisiva, en el año seco estudiado, ya que varios meses presentan una precipitación de lluvia inapreciable o no superan los 15 mm.

Como conclusión de las líneas precedentes podemos decir que la Llanura manchega central y oriental, disfruta de un régimen climático mediterráneo degradado por la continentalidad, con un CPS árido, durante 2 meses del año, y un CPS semiárido en el resto de las estaciones, con inclinación en los meses invernales de Diciembre, Enero y Febrero, a un CPS periglaciación.

Los procesos geomorfológicos más activos son la desecación y la acción eólica, y en menor medida, la acción del frío o helada, la alteración química y mecánica, la erosión fluvial y el movimiento de masa.

Una rápida hojeada a los mapas geomorfológicos generales que acompañan a este texto, es suficiente para comprender que paleomorfológicamente - las relaciones entre los parámetros climáticos y los procesos geomorfológicos,



no han sido semejantes, en muchos momentos de la historia cuaternaria, a los que hoy predominan en la Llanura manchega. A título de ejemplos comentaremos que la acción eólica ha tenido el carácter de máxima, el CPS sería semiárido acentuado o árido. Los importantes acarreos, de material aluvionar, que cubren extensas áreas de la Llanura, tuvieron que generarse en un CPS semiárido, tendente a un húmedo templado, con mayor alteración química y mecánica - por abrasión y corrosión, etc.

Nuestra posición es, que durante el Pleistoceno y los tiempos más recientes, los CPS y los regímenes climáticos, no han debido ser excesivamente distintos a los actuales. En la Llanura manchega son evidentes las variaciones de los elementos del clima que han provocado la acentuación, en un sentido o en otro, de las acciones geomorfológicas, pero desafortunadamente, todavía, estamos lejos de poder cuantificar las relaciones clima-procesos-formas del terreno.

7.2. LA ACCION FLUVIAL

La Llanura manchega guarda, sorprendentemente, un modelo de disecación fluvial pleistoceno, sin duda, único en España. Sus valles secos de fondo plano, las terrazas y los importantes, por su extensión, aluvionamientos que tapizan en centenares de km^2 su suelo, nos hablan de una Mancha más lluviosa, surcada por numerosos y perennes ríos, en muchos momentos de su reciente historia geológica.

En la Llanura manchega central y oriental, el modelo del sistema fluvial actual, está caracterizado por cursos con funcionamiento esporádico

o estacional, con poca o nula capacidad erosional y de transporte. La densidad de drenaje, si exceptuamos la vertiente de Campo de Montiel que mira a la Llanura, alcanza valores muy bajos o igual a cero, sobre todo en la región comprendida entre el meridiano de Villarrobledo y el valle encajado del río Júcar. Un exámen minucioso del territorio, con la fotografía aérea, apenas si llega a descubrir alguna reguera o surcos de fluencia, de escaso desarrollo, que acaban bruscamente en depresiones o valles ciegos.

El único río que tal nombre merece es el Júcar, pues el Zánchara tiene escaso caudal quedando seco, muy a menudo, en los meses veraniegos.

La red fluvial de la Llanura manchega es una red residual, que durante el Pleistoceno-Holoceno quedó como un relicto fluvial por la marcada tendencia a la aridez en la España central.

1.2.1. El río Júcar

El río Júcar, una vez dejados atrás los encajados escobios de Alarcón discurre por un escueto valle de laderas inclinadas, hundido varias decenas de metros en los blandos sedimentos pliocenos, con respecto a las superficies de erosión manchegas.

Su alimentación es del tipo pluvial-subtropical, con altas aguas primaverales, máximo en Marzo, y estiaje en verano, con un mínimo generalmente en Agosto. En la estación de aforos Los Nuevecillos, con una cuenca ya de 4.184 km^2 , el módulo absoluto es de $15,93 \text{ m}^3/\text{seg.}$ y el módulo relativo es de $3,80 \text{ l/km}^2$, para 26 años de observación. La irregularidad interanual alcanza

un valor de 2,87.

Las crecidas pueden ser espectaculares, con más de $1.500 \text{ m}^3/\text{seg}$ y los estiajes de algunos m^3/seg (datos recogidos de MASACHS ALAVEDRA 1947, 1948 a y b y 1954 en SOLE SABARIS).

El perfil longitudinal del río Júcar (Fig. VII-8), tiene una marcada inflexión que origina un pronunciado cambio de gradiente y de estilo en el perfil. En las gargantas de Alarcón el perfil es convexo y el gradiente de pendiente alcanza de 2 a 4 m por km. Desde El Picazo al Molino de la Marmota, en la carretera de La Roda a Tarazona de la Mancha, el perfil es suavemente cóncavo y el gradiente apenas llega a los 1,5 m/km. Pensamos que no es solo el efecto de sobreexcavación el causante de este hecho.

El índice de sinuosidad, que SCHUMM (1963) define como "la relación entre la longitud del canal y la longitud del valle", es de 1,1 entre El Picazo y el Molino de la Marmota, cantidad que clasifica al río Júcar, en este sector, entre los ríos rectos y de meandro.

El estudio en planta del canal, demuestra que se trata de un curso fluvial con lóbulos de meandro generalmente aislados, separados por segmentos más o menos rectos. Los radios oscilan entre algunas decenas de metros y los 700 m. Estos grandes meandros están ubicados al Sur de Villalgordo del Júcar.

Las formas de los meandros (BRICE, 1973), por orden de ocurrencia son: simétricos simples, asimétricos simples y asimétricos compuestos.

- *Un valle asimétrico.*

La asimetría o disimetría de los valles, en la meseta española, es una de las características topográficas más sobresalientes del paisaje. En la Meseta Norte, tenemos como magníficos ejemplos de valles asimétricos, el valle del Duero en el centro de la Cuenca, el Pisuerga o el Tormes. Otros valles de 2° ó 3° orden también presentan inclinaciones diferentes en sus laderas opuestas, aunque muchas veces las causas no son del mismo origen que las supuestas para los primeros.

En la Meseta Sur VAUDOUR, (1979), analiza la causa de la disimetría de los valles de los ríos Tajo, Jarama, Henares, etc.

Un índice sencillo de simetría podría ser, la relación de la longitud de las vertientes proyectadas sobre un eje horizontal (VAUDOUR o.c.), pero colocando en el numerador, el valor del segmento proyectado de la ladera derecha y en el denominador, el de la ladera izquierda; de tal forma que si el valle es perfectamente simétrico el índice vale 1,0; si la ladera izquierda está más inclinada, el índice es mayor que 1,0 y si la ladera derecha es, en cambio, la que ofrece mayor inclinación, el índice sería menor que 1,0. Esta variación del índice de simetría de EMERY (1947), permite aplicar la alternativa a dicho índice, también medida en grados, propuesta por WILSON (1968), de tal manera que si el índice es mayor que 1,0, el valle tiene asimetría positiva, y si es menor que 1,0, asimetría negativa.

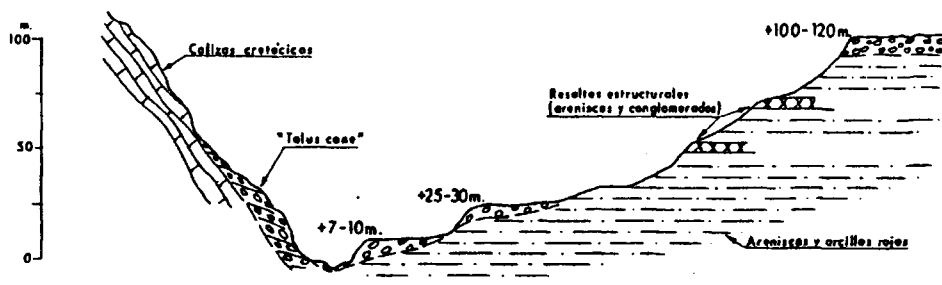
El valle del río Júcar tiene, por lo general, una asimetría sinistral o asimetría positiva.

Las secciones transversales (Fig. VII-5) recogen, en buena medida, los perfiles típicos del valle del río Júcar en este segmento. El perfil a) muestra un valle de asimetría negativa y dextral, con un índice de 0,42. Los perfiles b) y c), tienen asimetría positiva y sinistral con índices de simetría, -- respectivamente, de 5,0 y 2,2.

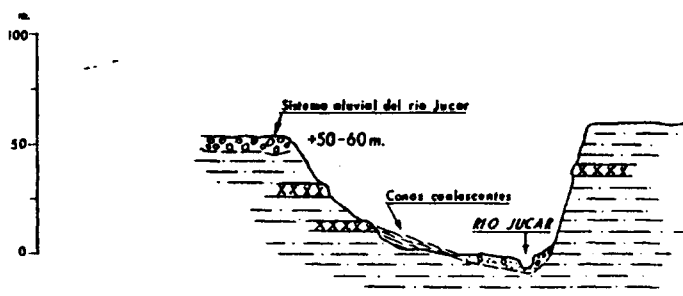
. El origen de la asimetría de los valles puede ser debida, según la mayoría de los autores, a las siguientes causas:

- . Corrientes de meandro.
- . Rotación de la tierra.
- . Influencia de la estructura.
- . Control tectónico.
- . Por microclima o climática.

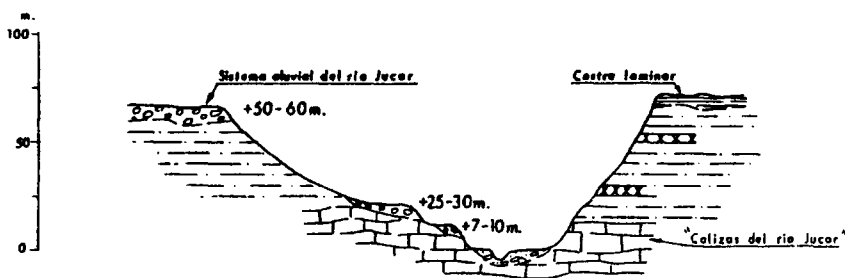
Aunque pensamos que el origen del valle encajado del Júcar es tectónico, la asimetría detectada obedece a otros factores que serían: la influencia de la estructura y el control climático. A la influencia de la estructura correspondería la sección a) de la Fig. VII-5. Al control climático el resto de los perfiles. En estos últimos la pendiente suave está en la ladera que mira al Este; en otras ocasiones, excepcionalmente, al Oeste. Esta disposición se asemeja a la descrita por VAUDOUR (o.c.), para los ríos Jarama, Guatén, Torote, etc. La explicación puede estar (TAILLEFER, 1944, en VAUDOUR o.c. p. 159), en que los vientos del Oeste, durante las fases más frías del Cuaternario, acumulan la nieve en la vertiente Este y durante la primavera se producen arroyadas por fusión de la nieve, con un suelo todavía helado en profundidad originándose al mismo tiempo movimientos en masa y colapsos. Las vertientes más secas, ex



a) Norte de El Picazo



b) Norte de La Losa



c) Proximidades de Fuensanta

puestas al viento del Oeste, evolucionan por socavamiento de su base. A este mecanismo diferenciador habría que añadir que, en las regiones subtropicales (WILSON, 1968 o.c.) la vertiente más inclinada y con erosión más activa suele estar coronada por espesas costras, lo cual da origen a un retroceso constante de la pared del valle. Este modelo actúa en el valle del río Júcar, a partir del paralelo de Villalgordo del Júcar hacia el Sur, lo que introduce un factor estructural en la asimetría del valle, de tal forma que la asimetría, en algunos de los sectores, es la respuesta a procesos múltiples derivados unos de los elementos del clima (viento, cobertura de nieve, insola—ción, etc), y otros a factores estructurales.

- Las terrazas.

Se presentan según un dispositivo escalonado a diversas alturas, con respecto al fondo del valle actual. La desconexión entre ellas es evidente, si exceptuamos la terraza más baja que, en El Picazo, está conectada hidráulicamente con la llanura aluvial.

La estrechez del valle ha condicionado extraordinariamente al desarrollo, en extensión, de las terrazas bajas y medias así como su conservación posterior a causa de la acción combinada de la erosión lateral, por migración de las ondas de meandro, junto con el desmantelamiento de las laderas debido a los procesos antes apuntados.

Las terrazas mejor preservadas son las bajas (+7-10 m y +25-30 m), en El Picazo y aguas abajo de Villalgordo del Júcar. En esta última zona los depósitos fluviales, están apoyados sobre los niveles duros de las Calizas del río Júcar.

Las terrazas medias apenas si están representadas y desde luego su identificación, por métodos geomorfológicos o estratigráficos, es muy delicada, por razones que ya hemos comentado en el Capítulo VI.

En los perfiles situados entre Alarcón y El Picazo, hemos encontrado 6 terrazas, entre los +7-10 m y los +100-120 m. La terraza más alta, por posición, debe ser equivalente a la de +110 m de Valverde de Júcar y Villaverde y Pasaconsol, citadas por GARCIA-ABBAD (1975). Otros autores (FERREIRO, 1976) han considerado a estos altos depósitos del río Júcar, como pertenecientes al ciclo Plioceno.

Las terrazas bajas y medias, propuestas en este trabajo, se ajustan muy bien a los niveles recientemente publicados por ROMMERSKIRCHEN (1978). Serían los niveles de +7-10 m, +25-30 m, +40-50 m y +50-60 m. En Motilleja y Valdeganga, según la autora citada, aparecería un nuevo nivel, algunos metros por debajo de la terraza más elevada, que en esas localidades está a +79 m.

Un problema aparte lo forman las terrazas altas, niveles de +80-100 m y +100-120 m, por los importantes condicionantes morfoestructurales y estratigráficos que suscitan.

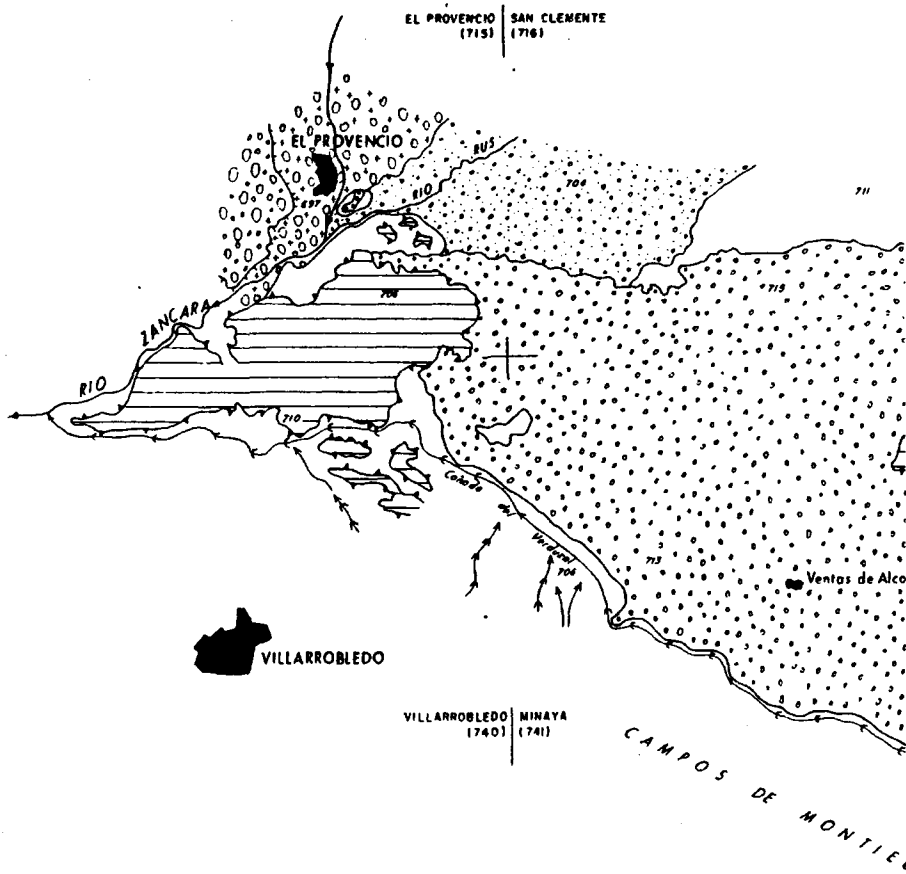
La más inferior es la que llamamos en 1974, datos publicados en 1978, Sistema aluvial del río Júcar. Tiene cotas relativas de +80-100 m, al Norte de El Picazo, y de +60-70 m en Fuensanta. Ya los autores de la primera serie de las Hojas Geológicas Nacionales a E. 1:50.000, DUPUY DE LOME y GOROSTIZAGA (1932 a, La Gineta; 1932 b Valdeganga; 1933, Madrigueras; 1934, Minaya) y DUPUY DE LOME et al. (1944, La Rda), cartografiaron esta terraza siguiendo el

curso del río. HERNANDEZ PACHECO y RODRIGUEZ MELLADO (1947), también se refieren a ella, aunque el derrame, sobre la Llanura manchega, lo consideraron como de edad pliocena. A parecidas conclusiones llega PLANCHUELO (1948).

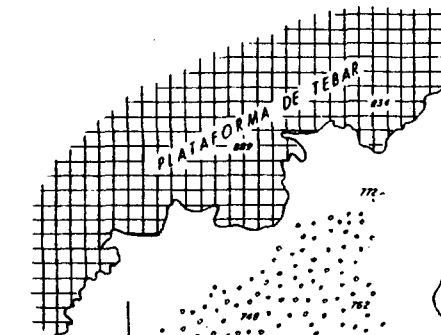
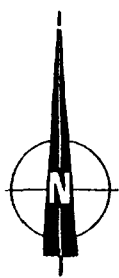
Más recientemente a los depósitos fluviales cuaternarios del río Júcar, en Fuensanta, ROBLES et al. (1974), los denominan Formación Fuensanta, -- unidad litoestratigráfica terminal del Neógeno local según ellos; nombre que recogen con su pretendido significado SANTOS (1975) y ORDÓÑEZ, SANTOS y GARCIA DEL CURA (1976). Según éstos últimos investigadores, la Formación Fuensanta, -- tendría un equivalente lateral en la que llaman Formación Casa del Conde, situada en regiones más orientales. Más acertadamente GARCIA-ABBAD (1975) correlaciona la terraza de +60-70 m, del río Júcar, con los derrames fluviales, de éste mismo río, sobre su Superficie General de la Mancha.

. La terraza de +60-70 m, o lo que es lo mismo el Sistema aluvial del río Júcar, tiene en la Llanura manchega los siguientes límites: al Norte, desde Las Chozas (Fig. VII-6 y mapas fuera de texto), bordea al farallón mesozoico de la Plataforma de Tebar, siguiendo el contacto por Sisante, Pozoamargo y Casas de la Loma; hacia Occidente, el límite Norte de los afloramientos conservados, progresa por Casas de Fernando Alonso y el cruce de las carreteras de Villarrobledo-San Clemente con la nacional Madrid-Valencia, hasta las cercanías de El Provencio. Penetra hacia el Sur, por Casas de Benitez y Fuensanta, acompañando al río Júcar en su curso aguas abajo. Al SW alcanza el valle seco de la Cañada que sirve de frontera entre la Llanura y Campo de Montiel, y al Oeste llega la Cañada de Valdelobos que rodea por el Este a Villarrobledo. Su extensión superficial es del orden de algunos centenares de km².

460



462



SISANTE

875

PAGO AMARCO

Casas de Gujo

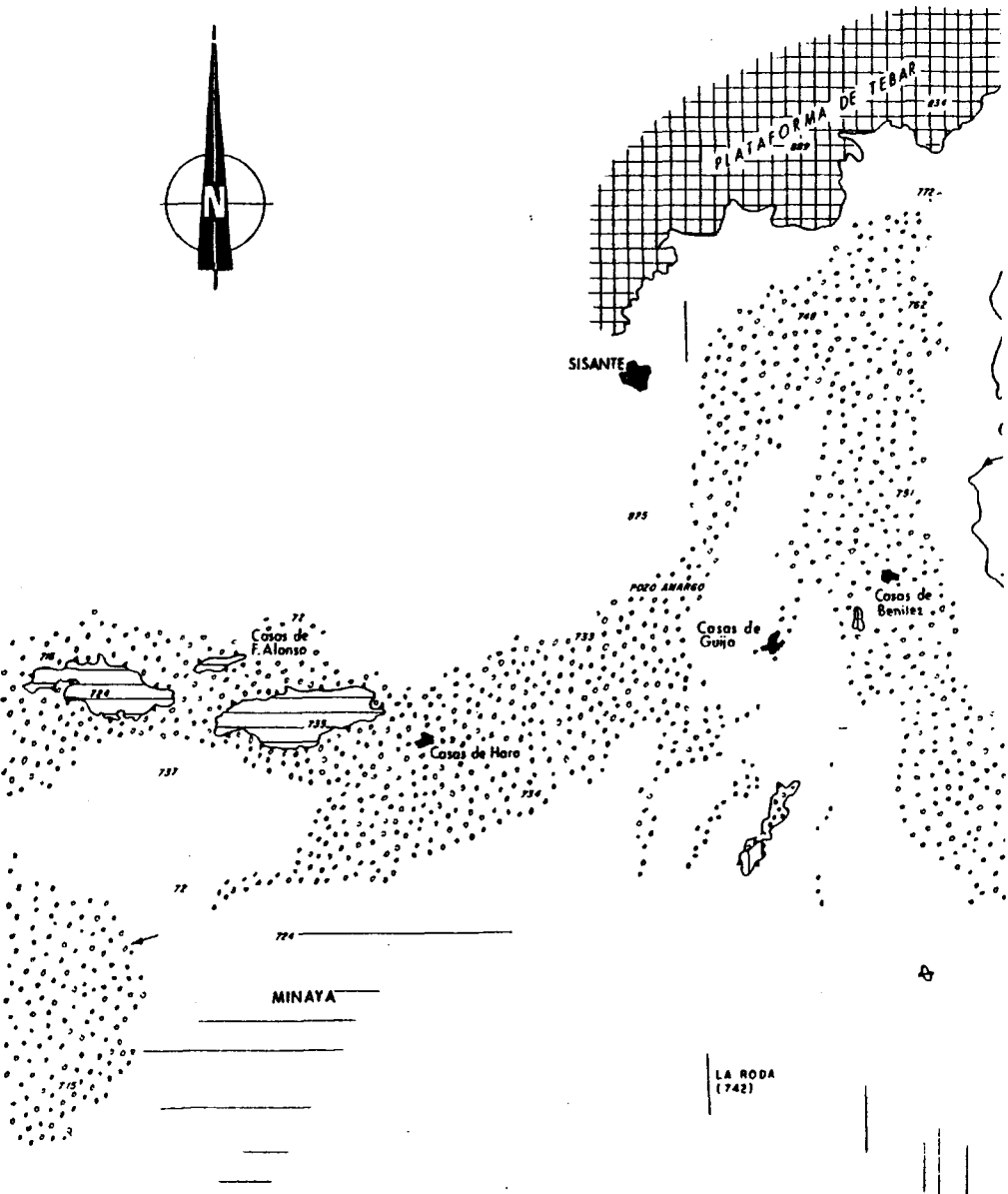
Casas de Benitez

Casas de F. Alonso

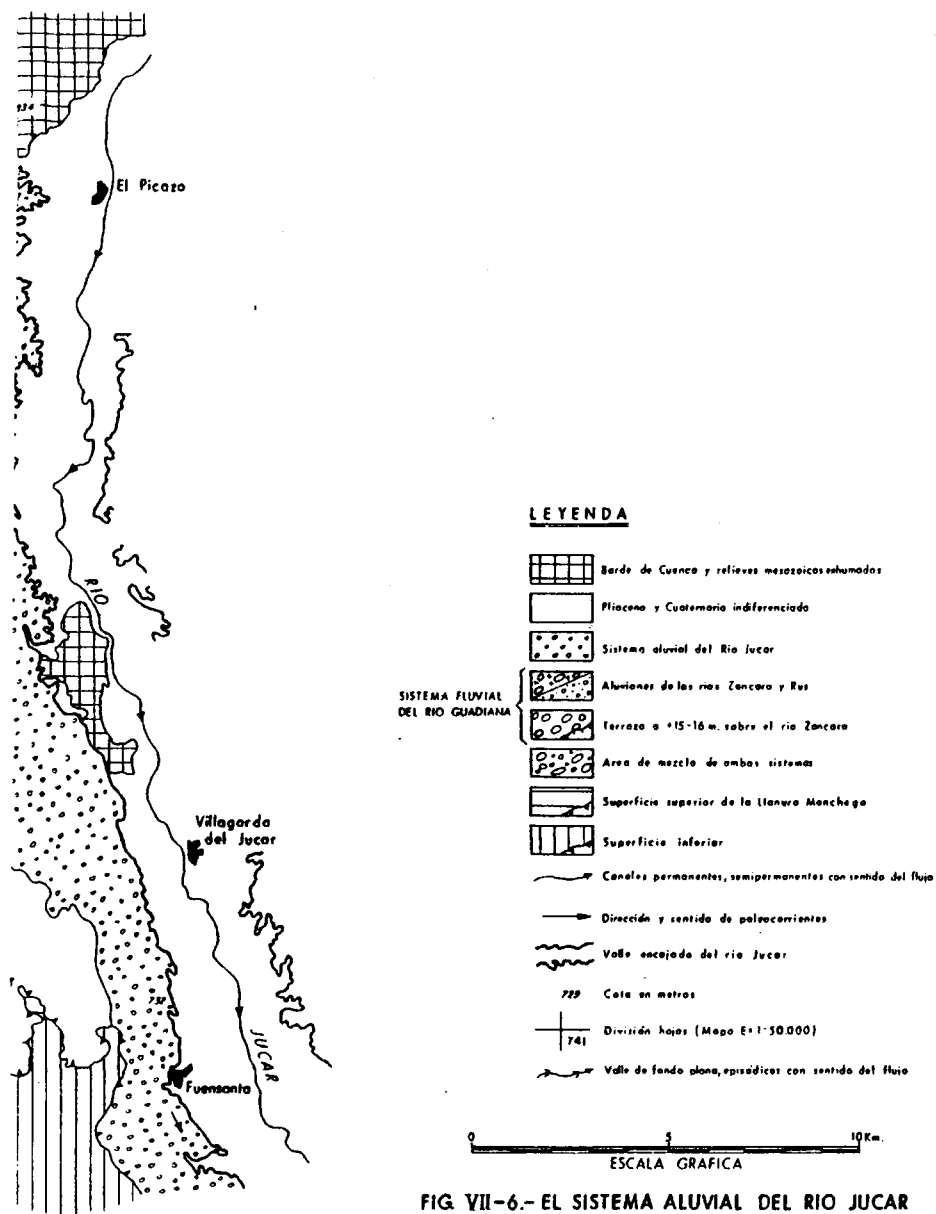
Casas de Haro

MINAYA

LA RODA
(742)



464



466

Las secciones longitudinales (Fig. VII-7), del Sistema aluvial del río Júcar, muestran gradientes de pendiente muy uniformes y constantes en cualquier dirección, con valores entre 1,6 m/km y, aproximadamente, 1 m/km. Sin embargo - las pendientes son mayores en las zonas de paso, que quedan enmarcadas por las viejas superficies de la Llanura, y en las áreas próximas al enlace con la terraza de +80-100 m, en el cañón de Alarcón.

Las relaciones geomorfológicas del Sistema aluvial del río Júcar, desde nuestro punto de vista, son las que a continuación exponemos:

- Genéticamente es la terraza de +80-100 m. Este nivel se encuentra - muy bien representado en la margen derecha de la garganta del Júcar de Alarcón, con cotas absolutas de 820 a 790 m.
- En la Llanura manchega fosiliza un antiguo glacis con costra caliza que tiene sus raíces en los relieves mesozoicos marginales a la Llanura. También se encaja una decena de metros en la Superficie superior de la Llanura manchega y descansa erosivamente sobre la Superficie inferior.
- Las terrazas del río Rus, en la Llanura manchega, quedan topográficamente por debajo del Sistema aluvial del río Júcar. Entre ambos - sistemas fluviales se interpone un borde de talud, o un sistema escalonado de superficies estructurales.
- El Sistema aluvial del río Júcar es coetáneo con la terraza de +15-16 m del Sistema fluvial del río Guadiana.

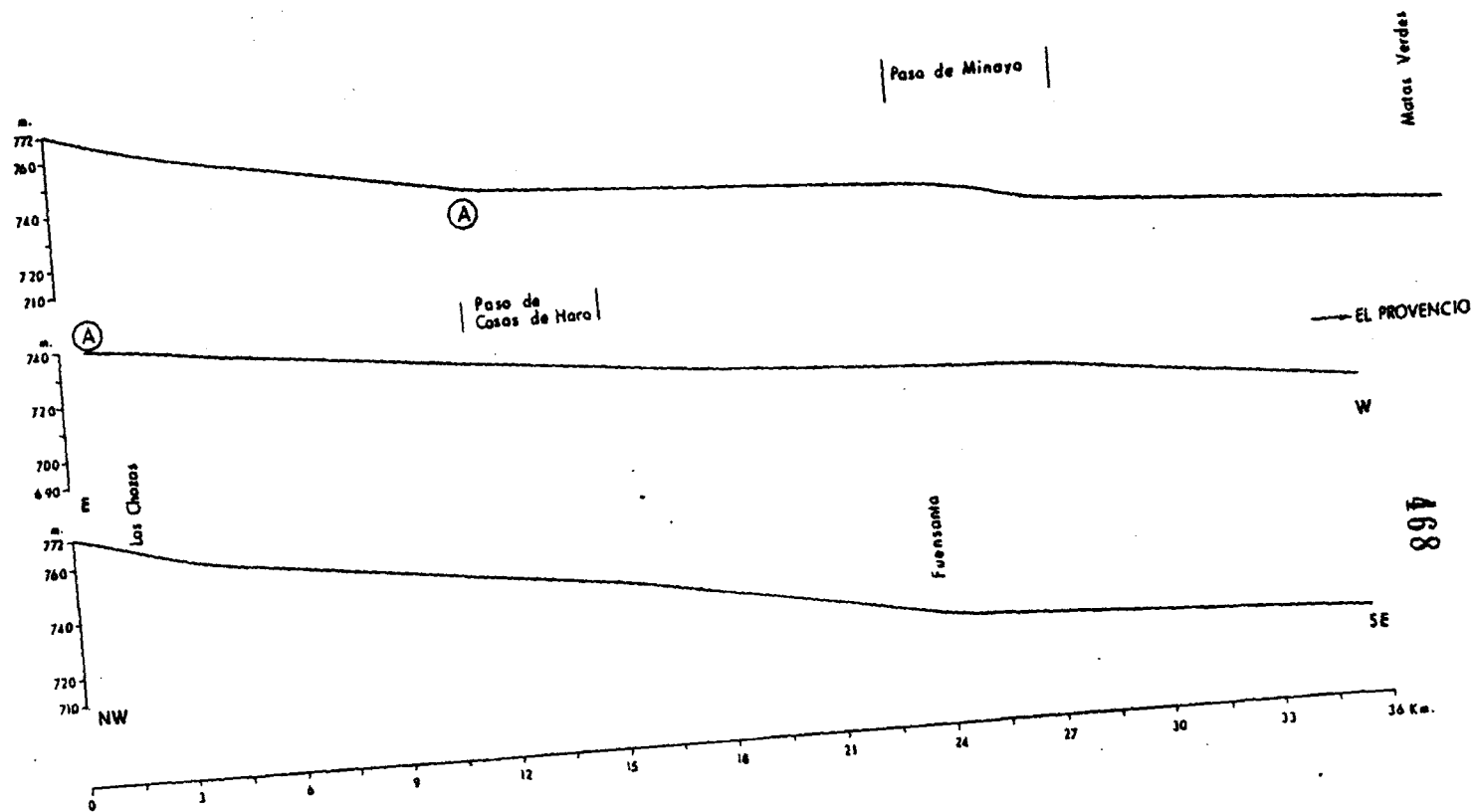


FIG. VII-7.- SECCIONES LONGITUDINALES DEL SISTEMA ALUVIAL DEL RIO JUCAR

- Los canales fluviales que han originado el Sistema aluvial del río Júcar desaguaban, en ese momento de la historia evolutiva del río Júcar, hacia el Atlántico, a través del Sistema fluvial del río Guadiana. Un área o punto de confluencia se ha podido detectar al Sur y SE de El Provencio, en la terraza de +15-16 m del río Guadiana. Al SW, en la región de Villarrobledo, la Cañada de Valdelobos funcionó como canal colector al río Guadiana, de las aguas del río Júcar que discurrían por esos sectores meridionales.

Si las relaciones geomorfológicas del Sistema aluvial del río Júcar, con otros materiales o elementos del paisaje, han sido relativamente fáciles de establecer, más complicado nos parece, por falta suficiente de evidencias, explicar satisfactoriamente los paleoprocesos que influyeron en la formación del citado Sistema.

Una cuestión capital es conocer, previamente, el dispositivo general de la alta terraza de +100-120 m. Nuestros datos por desgracia son escasos. Sabemos que ocupa una posición dominante, a lo largo de la margen izquierda del río Júcar, desde Alarcón a Rubielos bajos. Pero más hacia el Sur y lo que es más importante, en la Llanura manchega, no tenemos pruebas seguras, por el momento, de su depósito. Desconocemos pues, si el río Júcar era ya Atlántico o discurría entonces al Mediterráneo. Sería necesario para solventar esta cuestión, investigar los territorios situados a oriente del valle encajado del río Júcar.

En cambio lo que sí nos parece más evidente, es un condicionamiento tectónico en el desarrollo del perfil y secciones longitudinales de las terra

zas, de +100-120 m y +80-100 m del río Júcar (Fig. VII-8). A la altura de El Picazo se produce una brusca inflexión de los gradientes de pendiente, que curiosamente sugieren, por el paralelismo que se observa entre los perfiles, una tendencia al levantamiento continuo en el tiempo, lo que sin duda ha colaborado en la epigenia del río Júcar, en las estructuras mesozoicas resistentes del anticlinorio de Tebar-Alarcón.

Un primer impulso, o una posición límite, obligó al río Júcar a penetrar dentro de la Llanura manchega que ya estaba o acababa de bascular hacia el Oeste. Hemos de consentir, en este supuesto, que un movimiento diferencial local, junto con una inclinación regional a occidente, provocó la conexión durante largo tiempo de los sistemas fluviales del río Júcar y del Guadiana.

La otra hipótesis es que el río Júcar, fuera ya Atlántico antes del depósito del Sistema aluvial del río Júcar. En este caso la primera terraza debió cubrir la Superficie superior de la Llanura manchega en amplias extensiones. Sus restos deberíamos haberlos encontrado, p.e., en la plataforma de Minaya y en los escasos retazos conservados de la Superficie superior, próximos al valle encajado del río Júcar. No podemos silenciar el hecho de que efectivamente existen, sobre esas superficies, rodales de detríticos rodados, pero la convergencia de facies, con los detríticos pliocenos, y el carácter de superficie de erosión de la Superficie superior de la Llanura manchega, no nos permiten asegurar que esos materiales pertenezcan a los primeros momentos del ciclo fluvial del río Júcar.

El abandono del carácter Atlántico y la transformación del río Júcar en río Mediterráneo, también conlleva problemas interpretativos. Se pueden ba

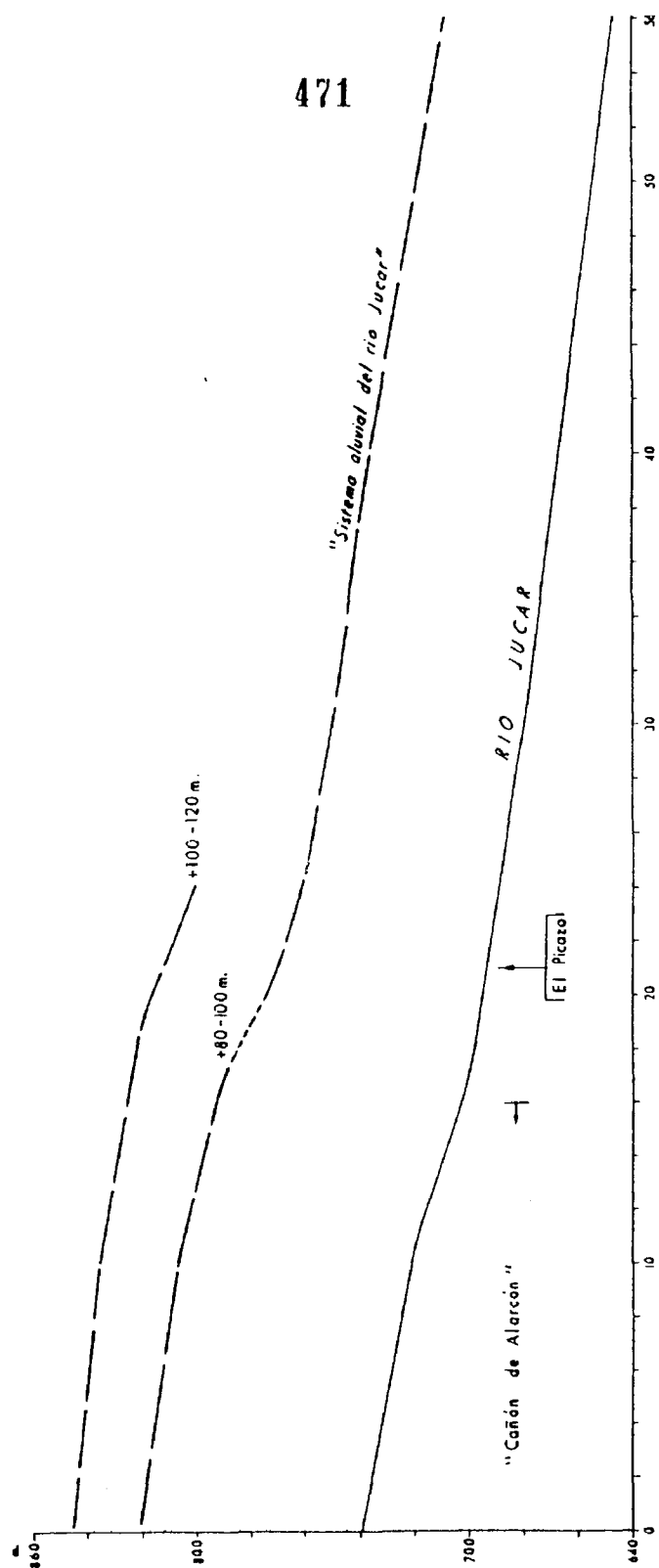


FIG. VII-8.- PERFIL Y SECCIONES LONGITUDINALES DE LAS ALTAS TERRAZAS DEL RIO JUCAR

rajar varios supuestos.

Uno muy utilizado, por los autores del primer tercio de este siglo, de rivaría de un fenómeno de captura. DANTIN CERECEDA (1922, p. 255) muy lucidamente dice: "En la mitad sudoriental de la región manchega, la presencia del alto Júcar, que vierte al Mediterráneo, plantea un problema, el de su tectónica significación. Acaso hay aquí una captura de un río (el actual alto Júcar), que vertiendo primitivamente con Ciguela, Záncara y Rus al Atlántico, ha sido capturado por otro (el Júcar medio del momento presente), que, por ley de la erosión, ha rebasado la Meseta y captado al primero".

La sugestiva hipótesis de DANTIN, ha tenido en este trabajo, en parte, plena justificación: el río Júcar fue Atlántico, al menos, durante el tiempo de sedimentación del Sistema aluvial del río Júcar, sin olvidar que otros canales distribuidores fluían, por la cartografía realizada (Fig. VII-6) y por las medidas de paleocorrientes, al Mediterráneo. Si el fenómeno de captura es rechazable, no lo es el de su "tectónica significación", posiblemente interrelacionado con otros sucesos, como un cambio climático que transformó las condiciones de agradación imperantes, por un modelado de disección de los valles. En nuestro caso los nuevos procesos, estuvieron ayudados por el carácter móvil del nivel de base local del anticlinorio de Tebar-Alarcón, y la sobreimposición del valle, ya que mientras aguas arriba el lecho era rocoso, aguas abajo, por la disposición estructural de las capas mesozoicas, se producía un efecto de sobreexcavación acelerado de las Areniscas y Arcillas rojas del valle del río Júcar.

7.2.2. El río Guadiana

El río Záncara y su afluente el río Rus son los únicos canales semipermanentes conservados, de las antiguas redes del Sistema fluvial del río Guadiana.

Ambos, como el río Júcar, tienen una alimentación del tipo pluvial-subtropical, estando el primero ampliamente regulado, por las importantes pérdidas que sufre en la Llanura manchega por la naturaleza litológica de su suelo. En su curso alto, el río Záncara, tiene un régimen de altas aguas de Febrero a Mayo, y en el otoño, en Noviembre. El estiaje tiene lugar durante el verano, - con un mínimo en Agosto o Septiembre.

El río Záncara, en El Provencio, con una cuenca de $1897,6 \text{ km}^2$, tiene - un módulo absoluto de $1,49 \text{ m}^3/\text{s}$, un módulo relativo de $0,70 \text{ l/km}^2$, un caudal - máximo de $4,37 \text{ m}^3/\text{s}$, un caudal mínimo de $0,16 \text{ m}^3/\text{s}$ y un coeficiente de irregularidad de 27,31, para un periodo de 15 años. La crecida máxima, para ese intervalo de tiempo, fué de $18 \text{ m}^3/\text{s}$, y los mínimos o estiajes, seco. (Datos de - MASACHS ALAVEDRA, oo.cc.)

El río Záncara irrumpe en la Llanura manchega con un gradiente de pendiente (Fig. VII-9) de $2,5 \text{ m/km}$. En El Provencio, su pendiente, ha disminuido a $1,2 \text{ m/km}$, para pasar en la Llanura aluvial de San Juan, a 1 m/km y a gradientes todavía menores ($0,5 \text{ m/km}$), en Villarta de San Juan. El estilo del perfil longitudinal es marcadamente cóncavo, con disminución progresiva del gradiente de pendiente según va progresando, el canal del río Júcar, hacia el Oeste.

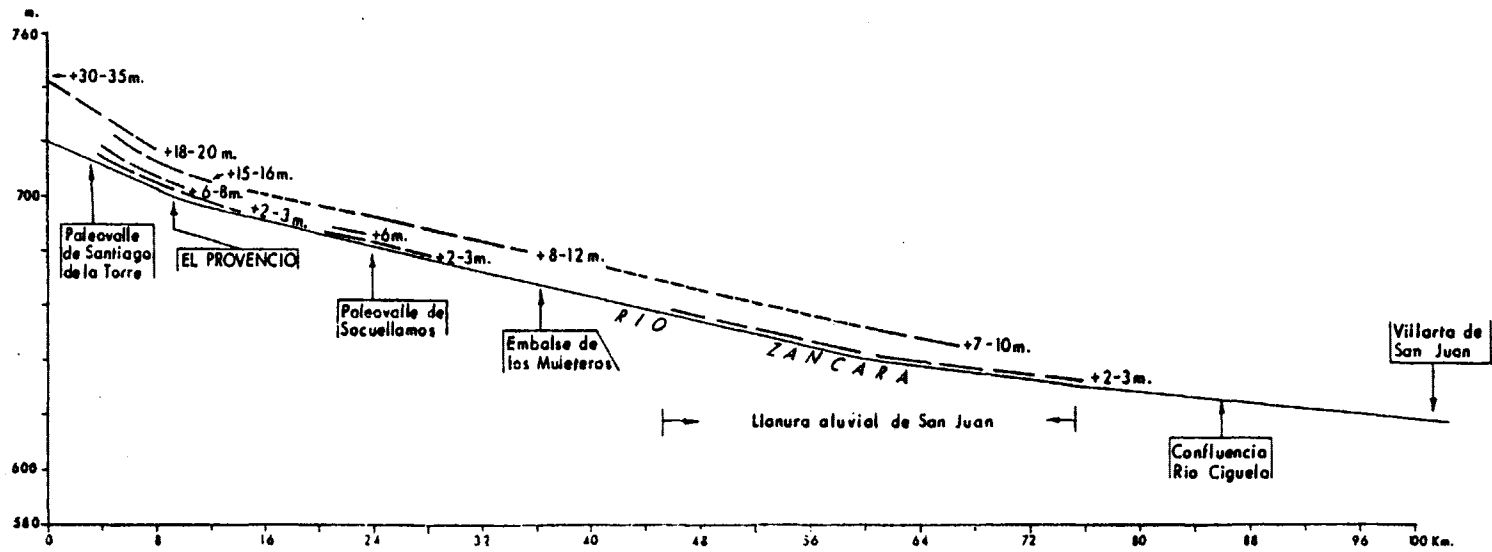


FIG. VII-9.- PERFIL DEL RIO ZANCARA Y SECCIONES LONGITUDINALES DE LAS TERRAZAS

El índice de sinuosidad es muy difícil de calcular por la indefinición del valle del río Záncara en muchos de sus segmentos. La forma del canal es transicional (SCHUMM, 1963, o.c), aunque en algunas partes del valle, p.e., - aguas abajo de El Provencio, el canal es del tipo regular. Este modelo nos indica una baja sinuosidad, igual o inferior a 1,2.

Las formas de los lóbulos de los meandros (BRICE, o.c), como en el río Júcar, son: asimétricas simple, asimétricas compuestas y más raramente simétricas simple.

- *El Sistema fluvial del Guadiana.*

Lo caracterizamos en 1974 (datos publicados en 1978. Hoja a escala -- 1:50.000, Villarrobledo p. 16), como una unidad morfoestratigráfica definida - por los siguientes caracteres: "por un conjunto complejo de terrazas del denominado actualmente río Záncara, canal abandonado del Guadiana y río Rus". La idea que entonces queríamos transmitir, es que el río Záncara era el superviviente de un sistema complicado de canales que a lo largo del Pleistoceno, han modelado esas regiones centro orientales de la Llanura manchega y, además, que el canal conservado del río Záncara es, en el presente, el "auténtico" río -- Guadiana.

Partiendo de los datos de campo, de la cartografía de los mapas fuera de texto (B y C), y del mapa síntesis de la Fig. VII-11, podemos intentar un análisis de este sistema fluvial y de sus implicaciones geomorfológicas y geográficas.

Su aspecto en planta nos indica que un único tramo fluvial, que provenía de las altas tierras de la Mancha, al alcanzar la Llanura manchega, se componía en un sistema de canales múltiples o distribuidores (SCHUMM, 1968). Estos canales que funcionaron, seguramente, en régimen permanente durante las fases más húmedas pleistocenas, fueron construyendo sus valles y dejando en sus márgenes depósitos de terrazas.

La fisonomía del país sería distinta en cada época, al igual que el paradigma fluvial, aunque conservando este sus pautas esenciales. Estas pautas - están representadas por dos paleovalles, el de Santiago de la Torre y el de Socuéllamos, con sus terrazas, y un valle todavía funcional que es el del río Záncara. Estos valles (Fig. VII-10), muy posiblemente, empezaron a construirse desde los primeros momentos de la instauración de la red. La verdad es que la distribución de los afloramientos de la terraza más antigua en la Llanura nos dicen poco, quizás que el canal principal disminuía su pendiente, conforme penetraba en la Llanura manchega. Lo que sí se puede asegurar es que esos paleovalles, fueron activos durante la época de formación de la segunda terraza, que encierra restos del género Mammuthus y es coetánea del Sistema aluvial del río Júcar.

El paisaje durante el Pleistoceno superior era ya muy similar al de hoy. Por última vez los canales distribuidores avenaron los valles, agradando sus fondos. El canal del valle del Santiago de la Torre seguiría su curso, al SW, por un valle de reciente establecimiento, el paleovalle de las Mesas que - desaguaba en otro valle, el del río Záncara, a la altura de el Embalse de los Muleteros.

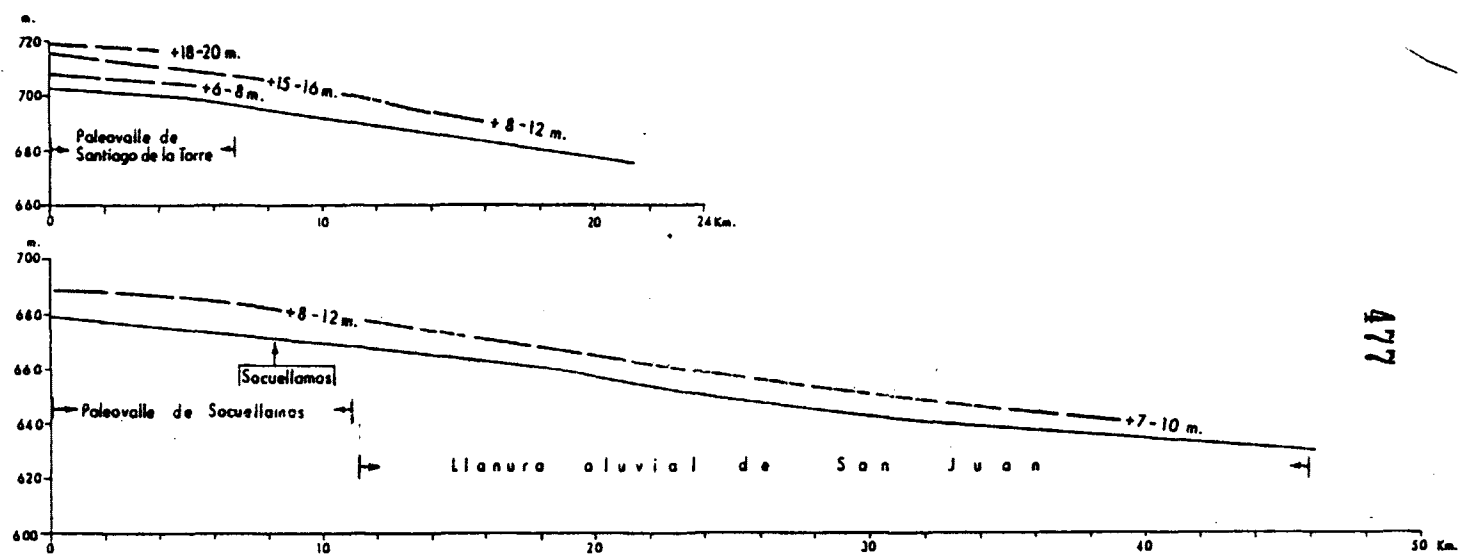


FIG. VII-10.- SECCIONES LONGITUDINALES DE LOS PALEOVALLES DEL SISTEMA FLUVIAL DEL GUADIANA Y SUS TERRAZAS

A la Llanura aluvial de San Juan llegaban, transportados por los canales que fluían a través de los hoy denominados paleovalles de Socuellamos y valle del río Záncara, aluvionamientos en masa de fondo de canal. Estos canales principales eran alimentados por aportes laterales, en especial por los cursos de agua que nacen en Campo de Montiel. Nos referimos al río Córcoles, Cañada de lo Ancho y Alto Guadiana.

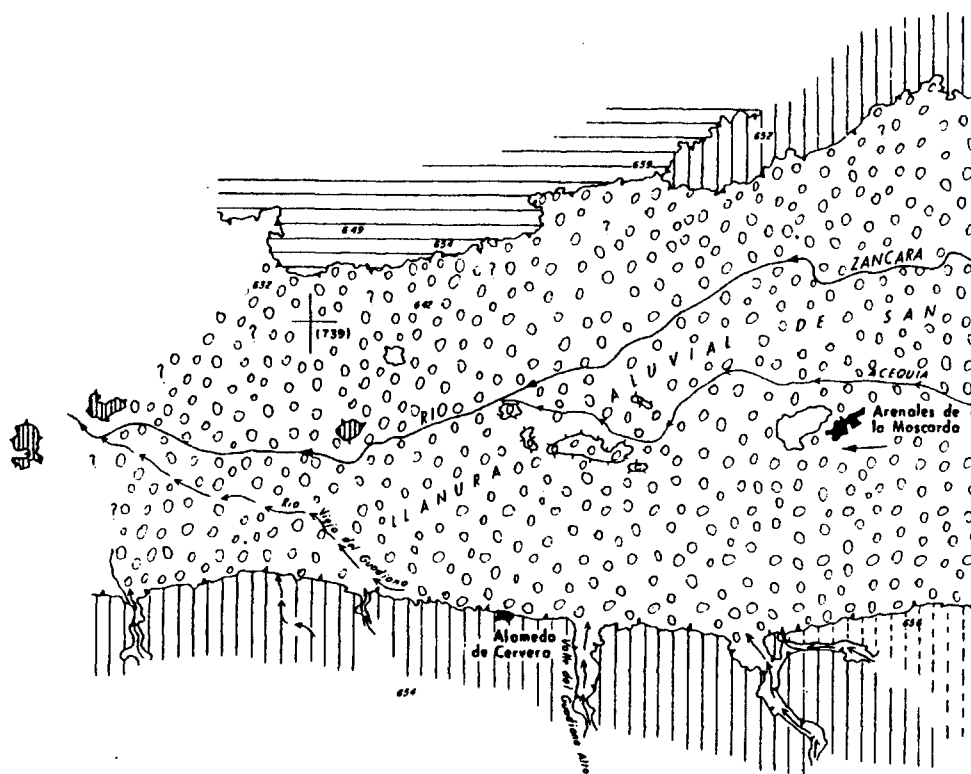
Finalmente, señalamos que el número de terrazas del Sistema fluvial del río Guadiana son cuatro, con cotas relativas, respecto al nivel del canal del río Záncara, de: +2-3 m, +6-8 m, +15-16 m y +30-35 m. Las terrazas superiores a: +30-35 m y +15-16 m, pierden altura aguas abajo. Al Norte de El Provencio, la alta, está ya en cotas relativas de +18-20 m. La de +15-16 m en la Llanura aluvial de San Juan, a +7-10 m.

Los aluviones que tapizan los fondos de los paleovalles, están colgados, como la terraza baja, a +2-3 m del canal del río Záncara. Ambos depósitos son sincrónicos.

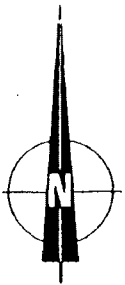
- *La leyenda del Guadiana.*

El nacimiento del río Guadiana en los manantiales de Pinilla, en Campo de Montiel, y la desaparición de su curso en la Llanura manchega, para renacer como el Ave Fenix, algunas leguas más allá, en los Ojos del Guadiana, es una aseveración popular que ha trascendido, sin ninguna justificación, a los hombres cultos y de ciencia.

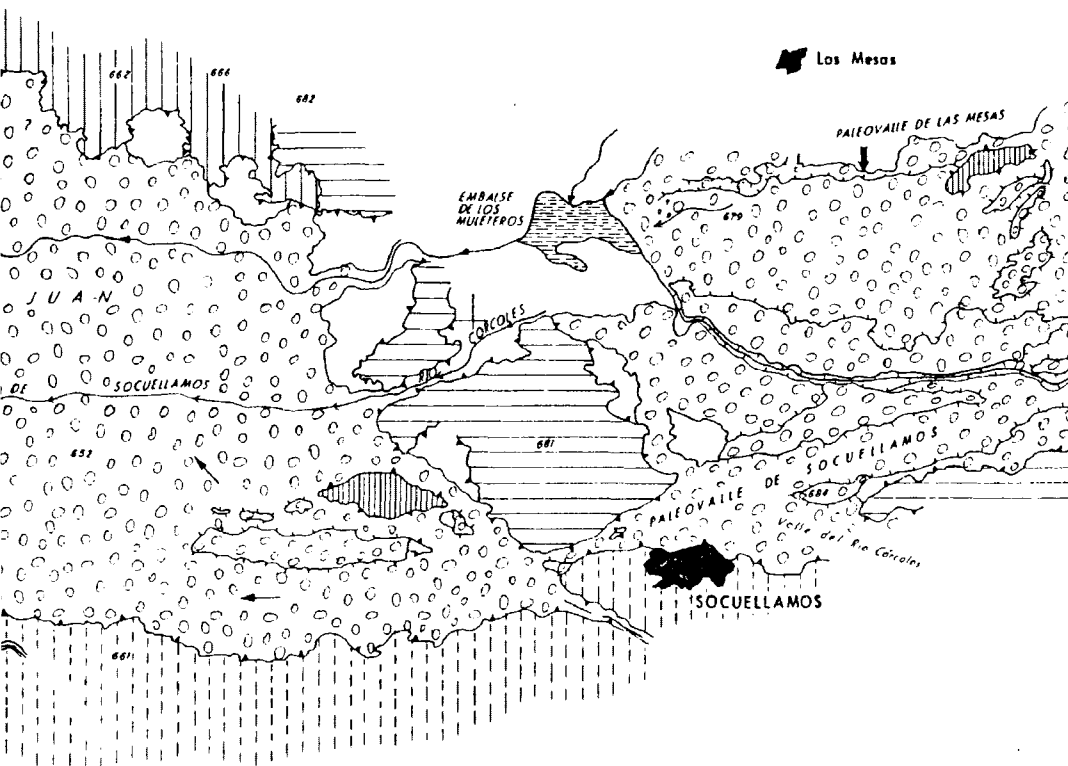
Este mito está tan arraigado que en una obra geográfica moderna de VI



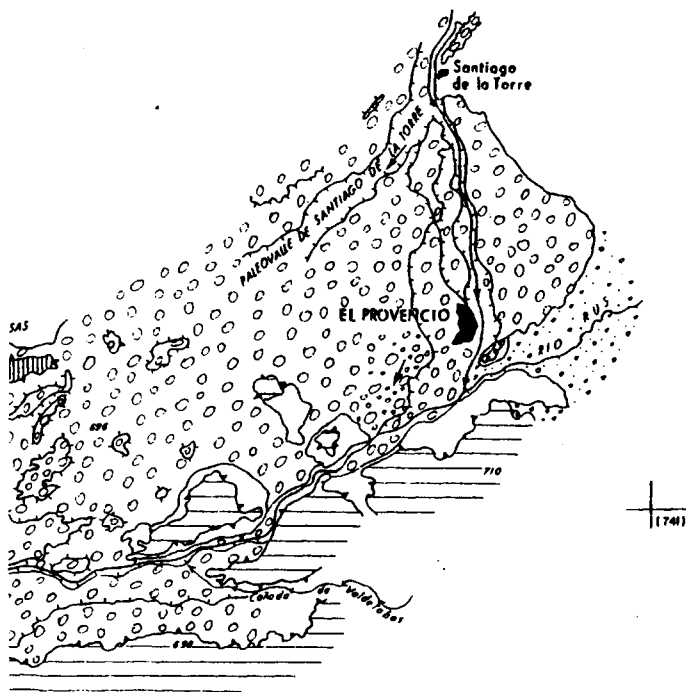
480



CAMPO DE CRIPTANA (714) EL PROVENCIO (715)



482



LEYENDA

- | | |
|--|---|
| <p>SISTEMA FLUVIAL DEL RIO GUADIANA</p> <ul style="list-style-type: none"> Mesozoico, Paleogeno y Cuaternario indiferenciado Sistema aluvial del Rio Guadiana Terrazas, paleovalles y llanura aluvial del rio Zancara Depósitos del rio Rus Area de mezcla de ambos sistemas Superficie superior de la llanura Manchega Superficie inferior | <ul style="list-style-type: none"> Plataformas estructurales Glacis de acumulación de Sacatillamos Canales semipermanentes Valles no funcionales o esporádicos de fondo plano Dirección y sentido de paleocorrientes Cota en metros División hojas (Mapa E 1: 50.000) |
|--|---|

0 5 10 Km.
ESCALA GRAFICA

FIG. VII-II.-EL SISTEMA FLUVIAL DEL RIO GUADIANA EN LA LLANURA MANCHEGA

484

LA VALENTI (1978), en la página 94 del Tomo I, puede leerse del río Guadiana: "Contrariamente a la mayoría de las corrientes fluviales, no nace en las altas cumbres, sino en una amplia cuenca casi horizontal, en el Campo de Montiel; se remansa en las Lagunas de Ruidera, formadas por las surgencias de aguas freáticas, resultado de las filtraciones de agua en suelos calizos. Pasadas las Lagunas de Ruidera, desaparece debido a la infiltración y evaporación, para reaparecer de nuevo aguas abajo, en los Ojos del Guadiana. Recibe por la derecha, el Ciguela con el Záncara y desde aquí hasta su desembocadura fluye con toda normalidad"

Este largo párrafo contiene todos los elementos de la Leyenda y afirmaciones geográficas admitidas hasta el momento:

- . Nacimiento del Guadiana en Campo de Montiel.
- . El Guadiana sume su curso, hasta que reaparece surgiendo por los manantiales de los Ojos.
- . El Záncara es un afluente del Guadiana.

El origen de la leyenda del curso subterráneo del río Guadiana, hunde sus raíces, posiblemente, en los pueblos primitivos ibéricos. Plinio (en HERMANDEZ-PACHECO, E. 1932), recogió y transmitió en sus escritos sobre Hispania, esta tradición popular, expresada más tarde en admirable prosa por Cervantes en su Don Quijote.

Pero esta insólita historia de la comunicación de las Lagunas de Ruidera, por una gran sima, con los Ojos del Guadiana, en la zona que se llamaba Hundimiento del Guadiana, fue refutada como cuentos de vieja por el arquitec-

to Juan de Villanueva (en CASTRO, 1854). Tanto CASTRO como HERNANDEZ-PACHECO, E. (o.c.), reconocen y asumen a este respecto lo dicho por MADDOZ, en su "Diccionario geográfico" que en síntesis viene a decir:

- . El río Záncara es el término natural del Guadiana de Ruidera.
- . Y que el Guadiana de Ruidera y el de los Ojos del Guadiana, son -
dos ríos diferentes.

A pesar de estas precisiones, sobradamente conocidas por algunos de nuestros geógrafos y naturalistas, curiosamente, los autores extranjeros que han tocado el tema, entre otros JESSEN (1930) y LAUTENSACH (1964), han dado como buena la antigua historia. Quizás de aquí derive la pervivencia de la "Leyenda del Guadiana", en los modernos libros de texto. Una justificación plena, desde el punto de vista hidrogeológico, a las primeras hipótesis formuladas por Juan de Villanueva y Pascual Madoz, es el trabajo de TORRENS et al. (1976), que concluye que no existe conexión hidráulica subterránea alguna, entre el Alto Guadiana y el río Guadiana Nuevo o río de los Ojos del Guadiana.

Pero el fondo de la cuestión no está en la conexión o desconexión de dos accidentes geográficos. El problema radica en que la red actual, es una red residual, aspecto que nunca se había tenido en cuenta hasta ahora. Por eso en todos los estudios subyace la misma pregunta. ¿Cuál es el nacimiento del Guadiana y que interrelaciones existen, entre los elementos fluviales conocidos?.

Podemos dar algunas opiniones por orden cronológico. DANTIN (1912) no cree que el Guadiana se origine en el Guadiana Alto y admite, provisionalmente, que el río Záncara o el Cigüela sean el legítimo Guadiana. JESSEN (o.c.)

piensa lo contrario, que el río Záncara y el Ciguela son afluentes del Guadiana Alto. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1928, 1932, 1949, 1955-56), refleja muy bien en el último escrito, la paradoja de el Guadiana, cuando dice que es "el río más singular, extraño y anómalo de todos los hispanos, se origina en la llanura más extensa, plana y sin pendiente que existe en la península: en la Llanura de la Mancha". Aquí sustenta la opinión de que contribuyen a formar el Guadiana, el Záncara y el Ciguela, el Alto Guadiana y los Ojos del Guadiana. No siempre estuvo de acuerdo consigo mismo. En sus primeras notas, el Guadiana, nace en Campo de Montiel o tiene como río originario al Ciguela. La fina sensibilidad científica de HERNANDEZ-PACHECO, E. le llevó, en su obra póstuma, a afirmar una realidad como es la de que el aparato fluvial actual del río Guadiana está relacionado con todos esos elementos, que son los que le dan entidad en este borde suroriental de la Meseta.

En el Pleistoceno superior antiguo el panorama era distinto. El legítimo Guadiana (o Záncara actual), encajado una decena de metros en las superficies de la Llanura manchega, terminaba a construir la Llanura aluvial de San Juan. A esa amplia vallónada de fondo plano, llegaban, por su margen izquierda, entre otros ríos, el llamado hoy Guadiana Alto, que aportaba al flujo principal cargas de cantos calizos, provenientes de Campo de Montiel.

El papel del Guadiana Alto, en el complejo fluvial pleistoceno de la Llanura manchega, no sería mucho más importante que el del río Córcoles. Su anchura, en la escotadura de confluencia con el Sistema fluvial del río Guadiana, al Este de Alameda de Cervera, es de unos 600 metros. Es un valle típico en artesa, de laderas empinadas, encajado unos 10 m en la Superficie inferior de la Llanura manchega. La cartografía realizada (Mapa C, fuera de tex--

to), demuestra que su funcionamiento, en el tiempo, ha sido muy irregular, con fuertes derrames que distribuyeron sobre la Llanura manchega, en forma de abanico, grandes masas de sedimentos. En el ciclo de erosión normal, uno de los canales múltiples, del abanico aluvial, se diferenciò como colector principal. - Este valle jerarquizado en cuyo fondo seco se marcan regueras entrelazadas de funcionamiento episòdico, ha seguido transportando sedimentos, en un ambiente semi-àrido, a la Llanura aluvial de San Juan, construyendo en ella un abanico aluvial de llanura, que ha fosilizado los materiales del Sistema fluvial del río Guadiana.

Por último diremos que el río Viejo del Guadiana nace en una pequeña - surgencia, al pie del escarpe calizo de Alameda de Cervera, por tener el río Záncara una cota inferior a la del acuífero (TORRENS et al. o.c.). Este regato es de origen moderno, desde luego posterior al relleno de la Llanura aluvial de San Juan, y por lo tanto no representa lo que JESSEN (o.c.) afirmaba, es decir, que el río Viejo señala el curso que tendría en la época cuaternaria, la prolongación superficial del Guadiana Alto.

7.2.3. Origen y edad de las terrazas

Acerca del origen de las terrazas se han manejado y se siguen utilizando, tópicos y modelos que se aplican indiscriminadamente para explicar su génesis, en una y otra región, sin tener en cuenta que los procesos de agradación pueden ocurrir en cualquier ambiente climático (BOWEN, 1978). Por otra parte - los esquemas clásicos para otros autores, o bien son discutibles o simplemente no son aceptados.

La teoría general de la correlación pluvial-glacial (BROOKS, 1914, -- 1926, en OAKLEY, 1968, trad. española), merece el comentario de "curiosidad histórica" para BOWEN (o.c. p. 54). Las razones apuntadas, entre otras, son:

- . Ausencia de secuencias de depósitos continuos en el tiempo.
- . Muchos de los indicadores de la fluctuación del nivel de los lagos en Africa del Este, que se habían considerado influenciados por los cambios climáticos, son debidos a causas tectónicas. Un buen ejemplo (BUTZER, 1971) es el recorrido de 40 m, en las fluctuaciones de el lago Rodolfo en los últimos 2.000 años.

Actualmente hay autores (CLAYTON, 1977, en BOWEN, o.c.) que afirman que las alturas relativas de las terrazas sobre las llanuras aluviales dicen muy poco acerca de la edad o el pasado de los niveles marinos; esta hipótesis enlaza con las conclusiones obtenidas por DUMAS (1970, 1971, 1977, 1979), en el Levante español, en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas y las fases morfogenéticas. Para él son los factores climáticos los responsables principales de la dinámica y construcción de los niveles de glaciares y terrazas, tanto en el litoral como en el continente.

Pero aún hay más, DUMAS (1977, 1979) asegura que, durante las glaciaciones cuaternarias, en el Levante español, las precipitaciones disminuyeron, dando lugar a un régimen climático semiárido, con un enfriamiento moderado y una amplitud térmica mayor que en nuestros días. Indudablemente esto es un fuerte golpe a las pretendidas relaciones morfoclimáticas (RAYNAL y --

TRICART, 1963) cuaternarias entre el mediodía francés y Marruecos, y por lógica con otras regiones mediterráneas.

Estos modelos y relaciones generales han sido aplicados sistemáticamente por diversos autores, para explicar la morfogénesis del Cuaternario español. En un principio, el número de terrazas eran 4, tantas como las glaciaciones, más tarde 6 ó 7 que se correspondían con los pluviales norteafricanos. Pero la realidad es, que el número de terrazas construidas por los ríos que surcan las mesetas es muy elevado, y en la mayoría de los valles investigados es superior a diez. La génesis de los valles fluviales y de sus terrazas en las mesetas, hay que buscarla en la interrelación de dos factores principales: clima y tectónica.

En la Llanura manchega la metamorfosis (SCHUMM, 1969, 1977) de las redes pensamos que son debidas a influencias alogénicas (LEWIN, 1977), donde las fluctuaciones climáticas cuaternarias y la neotectónica han sido decisivas. En algunos casos estos cambios, como el de la pérdida del carácter Atlántico del río Júcar, constituyen la respuesta a estados críticos geomorfológicos (SCHUMM, 1973).

Las condiciones paleohidrológicas en la Llanura parecen que fueron semejantes durante el Pleistoceno, con transporte de carga de fondo, gravas y arenas, y transporte escaso en suspensión, limo más arcilla. La red fluvial, en el Sistema fluvial del río Guadiana y durante el tiempo de deposición del Sistema aluvial del río Júcar, se asemejaría al tipo de clasificación de canales múltiples (SCHUMM, 1968, o.c.) de baja sinuosidad, con valores altos en la relación anchura/profundidad. La disponibilidad de material para el aca-

recio sería elevada, así como la competencia de los canales que llegaban a la Llanura, desde la Mancha alta o la Cordillera Ibérica. El exceso de carga y la regulación del flujo por las pérdidas, provocaron la aluviación, y una de gradación y movilidad de los cursos de agua, por los cambios del régimen hidrológico (LEOPOLD, WOLLMAN y MILLER, 1964). Las sucesiones estratigráficas (Capítulo VI), en los perfiles de terrazas, muestran fuertes interrupciones en los procesos de sedimentación que parecen corresponder con fases rehexistáticas, lo que conllevaría rupturas en el climax local o regional. Un ejemplo ilustrativo entre muchos otros, es un corte de cantera, del Sistema aluvial del río Júcar, al Oeste de Minaya. Bloques calizos pliocenos, ya karstificados, tapizan las discontinuidades en cada uno de los ciclos fluviales reconocidos.

Otros datos reveladores de las variaciones en las condiciones paleohidrológicas son, que muchas sucesiones fluviales, en las terrazas, finalizan con paleocanales rellenos por gravas, arenas limos y/o arcillas, en secuencias generalmente positivas, cuando no son reactivados. En otras ocasiones procesos de hidromorfía, están relacionados con horizontes limo-arcillo-arenosos con materia orgánica. La pregunta inmediata es, si estos dispositivos responden a variaciones estacionales del flujo o a cambios climáticos de mayor entidad, cuestión que por el momento, desafortunadamente, no podemos contestar.

La mayoría de los autores que han trabajado en la meseta, han considerado que los depósitos de agradación de las terrazas, se han generado bajo condiciones frías (GLADFELTER, 1971 y 1972; FREEMAN, 1975; VAUDOUR, 1979) y los periodos de incisión en los momentos más cálidos. Es la teoría clásica

aparentemente bien cimentada en nuestro ámbito regional por numerosos autores: RAYNAL (1961), TRICART (1966), BIBERSON (1971), etc.

Sin embargo en la Meseta Sur, concretamente en sus partes más centrales, las asociaciones faunísticas encontradas en los yacimientos de Aridos I - (SANTONJA, LOPEZ MARTINEZ y PEREZ-GONZALEZ, ed. 1980), y de Pinedo (SOTO, 1979), confirman un clima semejante al actual, o más caluroso, con precipitaciones más abundantes. Desde luego no pretendemos hacer extensivas dichas conclusiones a todas las terrazas construidas en nuestros valles durante el Pleistoceno, aunque sí serían necesarias condiciones de mayor humedad. Un clima como el presente tan sólo es capaz de mantener algunos ríos principales con flujo permanente, donde dominan los procesos de incisión sobre los de agradación.

El otro factor siempre olvidado es el tectónico. ¿De que forma si no podríamos justificar que el Sistema fluvial del río Guadiana tenga 4 terrazas*, el valle del Júcar 6, y otros ríos como el Tajo, Jarama, Henares, Duero, Tormes, etc., más de 10? Los movimientos relativos diferenciales, positivos o negativos, en la Meseta e inclusive en las regiones morfoestructurales más próximas, han condicionado el número de las terrazas y el crecimiento de los valles. En la Llanura manchega los sectores al Oeste del valle del río Júcar, están caracterizados por un lento, pero progresivo movimiento diferencial negativo respecto a sus marcos: Campo de Montiel y en sentido amplio Cuenca del Tajo. Mientras que este movimiento, también negativo, es mucho más acelerado en

* A este respecto recordamos que la terraza de +15-16 m del Sistema fluvial del río Guadiana, se correlaciona, de acuerdo con las conclusiones de un apartado anterior, con la terraza de +60-70 m del río Júcar.

el Ovalo valenciano (ALIA MEDINA, 1972, GOY y ZAZO, 1974), lo que ha determinado y determina, una mayor capacidad erosiva remontante del río Júcar en su curso medio y alto, que le ha llevado a encajarse profundamente en su valle.

El movimiento discontinuo ascendente de las cuencas terciarias centra les españolas, ha permitido que los ríos principales dejen a sus terrazas altas, a más de 140-150 m por encima de sus thalwegs; como ejemplos tenemos el río Tago, ayuso de Toledo, los ríos Henares o Jarama, en la parte Norte y Nor-oriental de la Cuenca del Tago, y el río Duero, en el tramo comprendido entre Serrada y Castronuño.

El juego de los movimientos diferenciales, provocados por la neotectó nica cuaternaria, debemos considerarlo como un parámetro más en el peculiar - sistema morfogénético de las Mesetas Castellanas, que ha frenado o ha acelera do el crecimiento de los valles, consintiendo un sistema de numerosas terrazas escalonadas o bien un reducido número de ellas, donde es posible que se super-pongan depósitos pertenecientes a distintas fases de agradación.

- *Correlaciones.*

El cuadro cronológico del Cuaternario se encuentra en estos momentos en profunda revisión, no sólo en nuestras latitudes, sino también en aquellas zonas donde parecía que era inamovible (BOWEN, 1978 o.c.). Al modelo Alpino de WURM, RISS, MINDEL y GUNZ, y a las fases de glaciación más tarde añadidas, DO-NAU (EBERL, 1930) y BIBER (SCHAEFER, 1953), hay que reprocharlas que no son --

unidades cronoestratigráficas* , sino que son en realidad unidades morfoestratigráficas (KUKLA, 1975) de valor local definidas, principalmente, de acuerdo con su forma y tipo de depósito.

Iguals reservas merecen los niveles continentales norteafricanos que el lector puede encontrar perfectamente reseñados, en los index-cards de BIBERSON (1970).

A pesar de todo, en este texto, utilizaremos algunos de estos términos e inclusive otros Noreuropeos, no solamente por el consensus cómodo que pregona DE LUMLEY (1976), sino también debido a que la mayoría de los autores utilizan en sus referencias esas clasificaciones y además porque no hay otras.

Una escala cronoestratigráfica convencional aceptada de el Sistema Cuaternario, es la que lo divide en dos épocas o series: el Holoceno y el Pleistoceno. El Pleistoceno, también convencionalmente (INQUA, CHRISTCHURCH, 1973), se le parte, en: Pleistoceno inferior, medio y superior. El límite inferior del Pleistoceno es muy controvertido, en este trabajo utilizaremos el clásicamente admitido: 1,62-1,83 M.a, en el evento de polaridad paleomagnética de Olduvai. El Pleistoceno medio estaría comprendido entre 700.000 y 120.000 años. El Pleistoceno superior, entre los 120.000 años y los 10 ó 13 mil años base del Holoceno.

* Chronostratigraphic unit is a body of rock strata which is unified by representing the rocks formed during a specific interval of geologic time. Preliminary report on Chronostratigraphic Units. Montreal, Canada, 1971, p. 6.

: En la España central los elementos de datación son todavía escasos. Se reducen a unos pocos yacimientos paleontológicos y de industria lítica. Sin embargo algunos jalones cronológicos se han podido establecer en los últimos años.

En la Cuenca del Duero, en el río Tormes, en el perfil de terrazas - de La Maya, inmediatamente aguas abajo del Pantano de Santa Teresa, se ha descrito una secuencia cultural (SANTONJA y QUEROL, 1976; SANTONJA, QUEROL y PEREZ-GONZALEZ, en prensa), que abarca desde el Achelense antiguo (Pleistoceno medio) al Musteriense (Pleistoceno superior). Los niveles de terrazas, medios y bajos del perfil de La Maya a : +6-8 m, +12-14 m, +26-30 m, y +54-56 m., se correlacionan (Cuadro VII-1), probablemente, con niveles de cota relativa semejantes del río Tormes, ayuso de Alba de Tormes. El río Duero, en el sector central (PEREZ-GONZALEZ, 1979), ha construido en su valle un elevado número de terrazas, con cotas relativas entre los +3-5 m (Llanura aluvial) y los +141-144m. Las terrazas medias y bajas, se ajustan muy bien a las terrazas establecidas para el río Tormes, e inclusive a las encontradas por TORRENT (1976) en la zona de interfluvio de los ríos Cea, Esla y Orbigo.

En la Cuenca del Tago las terrazas bajas y medias, al igual que ocurre en la Cuenca del Duero, forman un sistema de niveles escalonados con altimetría muy semejante entre los distintos valles (p.e. valle del río Jarama y del río Henares). Grupos de terrazas escalonadas convergen y se funden, en aquellas zonas que han sido afectadas por procesos de neotectónica, complicando la correlación basada en métodos geométricos y cartográficos.

Afortunadamente, en la región, existen yacimientos del Paleolítico -

HOLOCENO	Polaridad	Edad Absoluta	Terrazas			Yacimientos Prehistoricos (secuencias culturales)	Procesos (suelos y castras calizas)
			Rio Duero (Sector central)	Rio Tormes Aguas abajo de Alba	Perfil La Maya		
PLEISTOCENO SUPERIOR	BRUNHES (normal)	13.000	+3 - 5 m.	+3 - 5 m.		Musteriense	Coluvionamiento
			+8 - 12 m.	+8 m.	+6 - 8 m.	La Maya I, Z, 2, n. III (Achelense superior)	Suela pardo rojizo (5YR); camisas en los cantos
		120.000		+10 - 12 m.	+12 - 14 m.		Suela pardorajizo (5YR)
			+18 - 22 m.	+18 m.		La Maya I, Z, 1, n. IV (Achelense medio)	Suela pardorajiza (5YR); estructura laminar
			+24 - 30 m.	+30 m.	+26 - 30 m.	La Maya II (Achelense medio)	Suela . rojo (2,5YR) estructura laminar
			+40 - 48 m.	+42 - 44 m.			" " (2,5YR) " "
			+54 - 56 m.	+50 m.	+54 - 56 m.	La Maya III	" " (2,5YR) " "
			+62 m.	+62 - 64 m.			" " (2,5YR) " "
							" " (2,5YR) " "
							" " (2,5YR) " "
PLEISTOCENO MEDIO	BRUNHES (normal)	700.000	??+74 - 80 m. ?	??+78 - 80 m. ??			" " (2,5YR; 10R) " "
			+82 - 84 m.	?	?		" " (10R) " "
			+96 - 100 m.				" " (2,5YR); costra laminar multiacintada
			+102 - 107 m.	+100 - 108 m.	?		" " (2,5YR; 10R); " " "
			+110 - 114 m.	?			" " (2,5YR); " " "
			+126 - 134 m.	+120 m.			" " (2,5YR) " " "
			+141 - 144 m.	?	?		" " (2,5YR) " " "
PLEISTOCENO INFERIOR	MATUYAMA (inversa)	1.620.000					

496

CUADRO VII - 1. - EDAD Y CORRELACIONES DE LOS SISTEMAS DE TERRAZAS DE LOS RIOS DUERO Y TORMES

inferior bien documentados, junto con algunos yacimientos paleontológicos muy significativos (Cuadro VII-2). Pinedo ha sido fechado por su industria en el Achelense antiguo (QUEROL y SANTONJA, 1979, ed.). Esta terraza a unos +22 m, su base, del cauce del río Tajo, está situada en el límite inferior de la crisis tectónica que afectó a las terrazas posteriores a ella. Las primeras noticias de su industria y fauna se deben a MARTIN AGUADO (1963 a y b) y AGUIRRE (1964). SOTO (1979, en QUEROL y SANTONJA o.c. ed.), ha completado la lista faunística que contiene:

Aves, gen. sp. ind.

Lepus cf. europaeus

Oryctolagus cuniculus

Palaeoloxodon antiquus

Equus sp.

Hippopotamus amphibius

Cervus elaphus

Gran bóvido gen. sp. indet.

AGUIRRE (1968), cita además:

Dicerorhinus mercki

Bos cf. primigenius

Esta terraza podría ser equivalente a la de Buenavista inferior, situada inmediatamente aguas abajo del Torno, en la margen derecha, a unos +32m, la base de la terraza (ALFEREZ, 1977), del cauce del río Tajo. AGUIRRE (1964 o.c.), no considera esta hipótesis aceptable, debido a que las asociaciones -

HOLOCENO	Polaridad	Edad Absoluta	Terrazas			Yacimientos		Procesos (Suelos y costras calizas)
			Rio Jarama Antes de la confluencia del rio Henares	Rio Henares Aguas abajo de Guadalajara	Rio Jarama Entre Mejorada y Arganda	Prehistóricos (Secuencias culturales)	Paleontológicos	
PLEISTOCENO SUPERIOR	BRUNHES (normal)	13.000	+2,5 m.	+3 - 5 m.	+3 - 5 m.			Suelo pardo calizo (10YR); escaso desarrollo
			+7 - 9 m.	+8 m.	Borde talud a: +7 - 8 m.			Suelo pardo rojizo (5YR); pulverulento
		120.000	↑ ?	↑ ?	↑			Suelo pardo rojizo (5YR); encostramiento masivo
			+13	+11	Arganda III			Suelo rojo (2,5YR); estructura laminar
			+28 - 29 m.	+24 m.	Arganda II	Arganda II.- Los Acacias - base de S. Isidro (Achelense medio)	Arganda II - base de San Isidro	Suelo rojo (2,5YR); estructura laminar
PLEISTOCENO MEDIO	BRUNHES (normal)		+40 - 41 m.	+30 m.	Arganda I	Aridos - I y 2 (Achelense antiguo)	Aridos - I y 2	" " (2,5YR) " "
			+40 - 41 m.	+38 m.	+40 - 41 m.	Pinedo (Achelense antiguo)	Pinedo = ? Buenavista inferior. (Rio Tajo)	" " (2,5YR); encostramientos masivos
			+52 - 54 m.	+64 - 66 m.	+52 - 53 m.			" " (10 R); concrecionar
			+69 - 70 m.	+73 - 75 m.	?			
			↓ ?	↓ ?				
PLEISTOCENO INFERIOR	MATUYAMA (inversa)	700.000		+88 m.	+82 - 83 m.		↑ ? Valdeobos superior (Rio Tajo)	" " (2,5YR); costras laminares
			?	+104 - 106 m.	+99 - 100 m.		↑ ? Salto de la Zorra (Rio Tajo)	" " (2,5YR); " "
			+115 - 116 m.	+124 - 126 m.	+125 - 126 m.			" " (10 R); ?
			+138 - 139 m.	+140 - 142 m.	+147 - 148 m.			" " (10 R); costras laminares
			+150 - 155 m.	+156 - 158 m.	↓ ?			" " (10 R); encostramiento masivo
		1620.000						

CUADRO VII.-2.-EDAD Y CORRELACIONES DE LOS SISTEMAS DE TERRAZAS DE LOS RIOS JARAMA Y HENARES

faunísticas parecen indicar dos momentos climáticos opuestos, uno cálido en Pinedo y otro más fresco en Buenavista inferior. En este nivel la fauna encontrada (AGUIRRE, 1964, 1968, oo.cc. y ALFEREZ, 1977, o.c. y 1979) está compuesta por las siguientes especies:

Hippopotamus major var. sirensis POMEL

Mammuthus armeniacus FALCONER

Mammuthus intermedius JOURDAN

Equus caballus var.

Megaceros savini DAWKINS

Ambos autores coinciden en datar a este nivel continental, como del Pleistoceno medio inferior ("Mindel").

En este mismo sistema de terrazas del río Tajo* ALFEREZ (1977 o.c. - 1978 y 1979 o.c.) añade nuevos yacimientos de mamíferos, para la terraza de Valdelobos superior (la base de +50 m) con un Mammuthus meridionalis NESTI y un Equus stenononis COCCHI, en la terraza del Salto de la Zorra (la base a +72 m). Estos depósitos fluviales serían ya del Pleistoceno inferior.

En el río Jarama, en la Llanura aluvial de Arganda, la terraza compleja de "+15-16 m", ha proporcionado en la unidad litoestratigráfica basal --

* Queremos llamar una vez más la atención, acerca del carácter anómalo de los perfiles de terrazas en este sector del valle del río Tajo. Los fenómenos de hundimiento, que han afectado a las terrazas medias inferiores y a las bajas, han provocado el descenso altimétrico de las terrazas medias y altas, por relleno de los valles de tal forma que la terraza más elevada, en este tramo del río Tajo, que se encuentra a +130 m se correspondería con la de +150/160 m de los ríos Jarama y Henares. Habría que aplicar a esas terrazas del valle del río Tajo, para llevarlas a su posición altimétrica relativa "normal", una corrección de unos 20 m hacia arriba.

de Arganda I, un rico yacimiento paleontológico en Aridos 1* (SANTONJA, LOPEZ MARTINEZ y PEREZ GONZALEZ, 1980,ed.) con peces, anfibios, reptiles, aves y mamíferos, que suman un total de 55 especies, asociado con industria del Ache--lense medio con rasgos de antiguo. Este yacimiento con P. antiquus, también -- presente en Aridos 2, ha sido fechado, por el grado evolutivo de su microfau--na, entre los 370.000 años (Saint Esteve Janson , probablemente similar a Verteszollos) y los 320.000 años (Arago), lo que le sitúa en el Pleistoceno me--dio medio o Pleistoceno medio total (interglacial "Mindel-Riss").

La unidad litoestratigráfica Arganda II, tiene una industria del -- Achelense medio, de factura semejante al yacimiento prehistórico de Las Aca--cías (SANTONJA y QUEROL,1977c), ubicado al Sur de Mejorada del Campo.

En el valle del río Manzanares, en la terraza de San Isidro (la base +30-32 m). los niveles fluviales inferiores, podrían corresponder por su in--dustria (FREEMAN, 1975, SANTONJA, 1977), con Las Acacias y Arganda II. La can--tera de San Isidro, dió, durante muchos años de explotación, una fauna com--puesta por las especies: P. antiquus (GRAELLS, 1897, lo denominó E. platyrhyn

* La lista de vertebrados contiene: Peces: Anguilla anguilla, Esox lucius, - Alosa sp., Barbus sp., Leuciscus cephalus, Chondrostoma sp., Carassius (?). Anfibios: Pelobates cultripes, Rana ri dibunda, Bufo bufo, Discoglossus pic--tus, Aff. Alytes, Hyla arborea/merionalis. Reptiles: Elaphe cf. scalaris, Colubrinae indet., Lacerta cf. lepida, Lacerta sp., Ems orbicularis. Aves: Anas platyrhynchos, Anas crecca, Anas clypeata, Accipiter nisus, Alektoris grecca/rufa. Perdix palaeoperdix, Porzana porzana, Columba oenas, Columba - palumbus, Strix aluco, Upupa epops, Picus viridis, Dendrocopos major, Gale--rida cristata, Hirundo rustica, Turdus pilaris, Turdus iliacus, Parus cris--tatus, Coccothraustes coccothraustes, Corvus monedula. Mamíferos: Sorex sp., Crocidura aff. russula, Pipistrellus sp., Vespertilionidae indet., Canidae - indet., Castor fiber, Eliomys quercinus, Allocricetus bursae, Microtus bre--ciensis, Arvicola cf. sapidus, Apodemus cf. sylvaticus, Lepus sp., Oryctola--gus cf. lacosti, Sus sp, Cervus elaphus, Bovidae indet., Palaeoloxodon anti--quus.

cus, Cervus elaphus, Equus caballus, Dicerorhinus mercki, Megaceros sp. y Bos sp., según datos de HARLE (1911) y CRUSAFONT (1961)

En la cuenca media-alta del Guadiana los elementos de datación son todavía poco significativos, aunque algunos avances se han conseguido últimamente. Las faunas más antiguas pleistocenas conocidas serían las de Fuensanta y El Provencio. Los restos fósiles de Valverde de Calatrava (HERNANDEZ-PACHECO, E. 1921) son ciertamente más antiguos, pero resulta difícil situarlos en su contexto morfoestratigráfico local (ver Capítulo VI de este trabajo).

Tanto la fauna de Fuensanta como la de El Provencio, pertenecen, posiblemente, a un mismo momento cronológico, que corresponde al tiempo de sedimentación de las terrazas de +15-16 m del Sistema fluvial del río Guadiana, y al Sistema aluvial del río Júcar, depósito colgado a +60-70 m del fondo de su valle.

De Fuensanta tenemos un Mammuthus armeniacus (M. trogontherii) y un Cervus cf. elaphus. En El Provencio, un Mammuthus armeniacus casi transicional y un Bos sp. Para AGUIRRE y MAZO (com. escrita), las piezas fósiles de Mammuthus, podrían atribuirse "probablemente a la fase más temprana de la antepenúltima glaciación, o Elster I", "Mindel" inicial. Una industria arcaica, presumiblemente próxima a las terrazas de Fuensanta y El Provencio, se ha recolectado (SANTONJA, 1976), en una terraza de +19-21 m del río Jabalón (Campo de Calatrava). El resto de los hallazgos son más modernos (SANTONJA, QUEROL y PEÑA, 1977, SANTONJA 1976 o.c. y SANTONJA y QUEROL, 1979). En la terraza de +11-13 m (El Martinente) del río Guadiana, en Campo de Calatrava, se ha encontrado una industria del Achelense medio y en la terraza de Albalá, a +6-8 m, un Achelense medio evolucionado.

HOLOCENO	Polandad	Edad Absoluta	Terrazas del río Guadiana		Terrazas del río Júcar (Llanura Manchega)	Yacimientos		Procesos Suelos y costras calizas
			Campo de Calatrava MOLINA(1975),ROMMERSKIRCHEN(1978)	Llanura Manchega		Prehistóricos (Secuencias culturales)	Paleontológicos	
PLEISTOCENO SUPERIOR	BRUNHES (normal)	-13.000	+2 - 3 m. + 3 m.	0,50 - 1 m. + 2 - 3 m. +	+3 - 5 m. +	Paleoville Santiago de la Torre - Llanura aluvial de San Juan (Musteriense)		Suelo pardo rojizo o rojo 5YR/2,5YR
PLEISTOCENO MEDIO		-120.000	+6 - 8 m. ++ + 8 m.	+6 - 8 m. +	+7 - 10 m. +	Albalá ++ (Achelense medio evolucionado)		Suelo rojo 2,5YR. Encostramiento
PLEISTOCENO MEDIO			+11 - 13 m. +++ + 10 - 12 m.		+25 - 30 m. +40 - 50 m. +50 - 60 m.	El Marrinere ++ (Achelense medio)		Suelo rojo 2,5YR. Estructura laminar
PLEISTOCENO MEDIO			+16 - 18 m. + 18 - 19 m.	+15 - 16 m. o	+60 - 70 m. o		o Fuensanta o El Provencio	Suelo rojo 10R. Estructura laminar Suelo rojo 10R. Estructura laminar Suelo rojo 10R/2,5YR. Estructura laminar
PLEISTOCENO INFERIOR	MATUYAMA (inversa)	-700.000	+22 - 28 m. + 32 m.	?	?			Suelo rojo 10R/2,5YR. Estructura laminar
PLEISTOCENO INFERIOR			+38 - 39 m.	+35 m.	+100 - 120 m.			
		-1.620.000						
CUADRO VII-3.-EDAD Y CORRELACIONES DE LOS DEPOSITOS DE TERRAZAS DE LA LLANURA MANCHEGA								

..

En el fondo aluvionar del paleovalle de Santiago de la Torre y en la Llanura aluvial de San Juan, localizamos una industria en cuarcita y sílex, - que SANTONJA (com. escrita), clasifica en el Paleolítico medio (Musteriense). Unas industrias tipológicamente parecidas son las que se encontraron en la terraza de +6 m del río Córcoles, en el relleno de la Cañada de Valdelobos, y en las facies de canal de un valle abandonado, en el cruce de la carretera Vilarrobledo-Socuellamos con el río Córcoles, margen izquierda (SANTONJA, QUE--ROL, PEREZ-GONZALEZ y HOYOS, 1977 y SANTONJA com. escrita).

En el Cuadro VII-3, hemos dispuesto y correlacionado niveles de terrazas y yacimientos, entre el Campo de Calatrava y la Llanura manchega. Este cuadro de correlación al igual que los otros dos, tan sólo los consideramos - tentativos por el momento, ya que serían necesarias otras evidencias para obtener mayores precisiones, como dataciones isotópicas, paleomagnetismo, etc , e indudablemente un mejor conocimiento de las faunas y las secuencias culturales (tipología) de la españa central.

- *Concluyendo*

Si exceptuamos los ríos Júcar y Guadiana, los cursos fluviales importantes que drenan las submesetas han construido durante el Cuaternario un elevado número de terrazas, que es igual o superior a 10. Las causas hay que buscarlas, independientemente de efectos locales, en la acción de la neotectóni-ca y en las peculiaridades paleoclimáticas de la región, desde luego no equivalentes a la simple alternancia glaciario-interglaciario, propuesta para el dominio alpino, o a la alternancia pluvial-interpluvial del ámbito norteafricano.

En los grandes ríos de la Cuenca del Duero y del Tajo las llanuras aluviales, comenzaron a depositarse durante el Holoceno. El Pleistoceno superior parece estar caracterizado por una o dos terrazas según los valles.

Al Pleistoceno medio le corresponderían al menos 5 terrazas, las tres más bajas abarcarían al llamado "Riss" y las dos superiores serían -- "Mindel"*.

El resto de las terrazas pertenecerían al Pleistoceno inferior, el número de ellas es muy irregular y en el valle del río Duero (sector central) hemos definido y cartografiado hasta seis.

Un rápido repaso a los procesos geodárficos, demuestra que el enrojecimiento de los suelos es ya notable (R YR 2,5 YR), en las terrazas del Pleistoceno superior. Las terrazas "rissienses" soportan un suelo rojo mediterráneo (2,5 YR). Una rubefacción intensa (10 R), es la nota característica de los suelos rojos del Pleistoceno inferior. Las concentraciones de carbonato son más complejas y duras, según ascendemos, altimétricamente, por el perfil de las terrazas. Por ejemplo en el río Duero (sector central), los tipos de concentración de carbonatos van desde un encostramiento pelicular en los cantos, en la terraza baja, a costras laminares multiacintadas en las terrazas altas.

El río Guadiana y el Júcar presentan un número bajo o intermedio de terrazas. Las llanuras aluviales al igual que las de los restantes ríos

* Por supuesto utilizamos estos términos sin ninguna connotación climática o estratigráfica.

meseteños serían holocenas. Del Pleistoceno superior son las terrazas bajas y los fondos aluviales de los paleovalles del Sistema fluvial del río Guadiana. Al Pleistoceno medio podrían pertenecer de 3 a 5 niveles según los valles.

El Pleistoceno inferior no parece tener, en los sectores de los valles investigados, más de una o dos terrazas.

En cuanto a los procesos geodácticos, diremos que la rubefacción es ya importante en las terrazas bajas (5 YR/2,5 YR), y muy acentuada (10 R/2,5 YR) en las terrazas medias y altas. Las costras carbonatadas presentan, por lo regular, encostramientos difusos y columnares en los niveles altimétricamente más inferiores y estructura laminar en los medios y superiores.

1.2.4. Abanicos aluviales

En la Llanura manchega estas formas erosivo-deposicionales caracterizan el borde septentrional de Campo de Montiel. Su presencia, sin embargo, no está reducida tan solo a ese ámbito geográfico, aunque en otras partes de la Llanura, (ver mapas geomorfológicos fuera de texto) su desarrollo y extensión es mucho menor.

La ausencia de un borde neto definido y continuado además de un relieve montañoso suficiente, al Norte de la Llanura manchega central y oriental, ha determinado esta singular asimetría deposicional pleistocena en el surco longitudinal manchego.

El límite Norte de la Llanura, desde el río Cigueta al valle del río

Júcar, es una frontera imprecisa, en amplios tramos, descompuesta en numerosos golfos o ensenadas, originadas por las estructuras mesozoicas submeridianas, de la terminación meridional de la Sierra de Altomira. Los relieves estructurales dominantes, son poco enérgicos y con cuencas-vertientes de reducidas dimensiones.

El lado opuesto (Campo de Montiel) ofrece unas características conspicuas para la formación a su sopié de abanicos aluviales. Este borde forma un macizo compacto y continuo con material relativamente abundante dispuesto para el transporte. Sus cuencas-vertientes son amplias y profundizan kilómetros en un paisaje discretamente enérgico, sobreelevado de 200 a 300 m con respecto a la Llanura, afectado por un movimiento de signo positivo durante el Cuaternario.

- *Morfología y evolución de los abanicos*

Siguiendo a BULL (1964 a y b), hemos construido el Cuadro VII-4, que recoge algunos aspectos de la morfometría de los abanicos aluviales de Campo de Montiel. Conviene sin embargo, antes de analizar brevemente los resultados, definir las expresiones utilizadas:

- Relieve total (Relief total): es la diferencia de altitud entre el punto más alto de la cuenca de drenaje y el ápice (apex) del abanico.
- Ratio del relieve (Relief ratio): es el ratio entre el relieve total y la dimensión más larga de la cuenca, paralela a la línea de

drenaje principal.

- Radio (Radial line): es la línea recta que une el ápice del abanico con su extremo.

Una primera conclusión es que los abanicos de gravas y arenas pleistocenos de Campo de Montiel, tienen mayor área que los conos o abanicos actuales o subactuales, generados en cualquier otro punto de la Llanura manchega.

De todos los abanicos holocenos o recientes, los de Campo de Montiel son los mayores, con superficies que llegan a alcanzar algunos km^2 . De los Pleistocenos el más importante es el del Guadiana alto, con un área próxima o superior a los 150 km^2 .

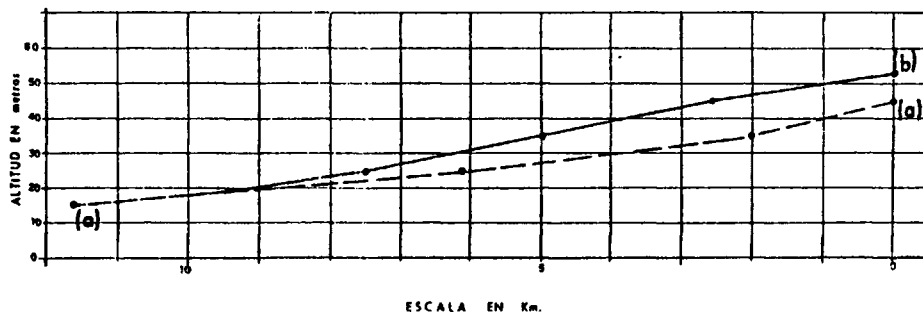
La pendiente de los abanicos pleistocenos es menor que la de los conos actuales, si exceptuamos a los abanicos construidos sobre la Llanura aluvial de San Juan. Los conos recientes del valle encajado del río Júcar, y los formados en la base de la flexión estructural de la Plataforma de Tebar, al Oeste de El Picazo, tienen, sin duda, las mayores pendientes. Este último dato se ha utilizado en muchas ocasiones, por distintos autores, para diferenciar este tipo de conos (alluvial cone) de los abanicos aluviales (alluvial fans), con radios y áreas mayores y pendientes menores. En la terminología geomorfológica española, suele designárseles con el nombre de conos de deyección; el material deriva directamente del relieve inmediato, y en el transporte una componente relativamente importante, puede ser la gravedad.

Cambios en la pendiente se han observado, en los perfiles radiales de los abanicos. La línea del perfil es suavemente cóncava y se descompone en seg

ABANICO	LITOLOGIA	EDAD	AREA CUENCA	RELIEVE TOTAL	RATIO RELIEVE	RADIO	PENDIENTE ABANICO	AREA ABANICO
Cañada Verduzal	Gravas y arenas	Pleistoceno	135 km ²	338 m	0,012	7000 m	0,35%	20 km ²
El Novillo	Gravas y arenas	Pleistoceno	46,5 km ²	216 m	0,018	5600 m	0,35%	14,3 km ²
Guadiana Alto	Gravas y arenas	Pleistoceno	-	-	-	18000 m	0,25%	150 km ²
s.n.	Gravas y arenas	Pleistoceno	-	-	-	10000 m	0,31%	40 km ²
s.n.	Gravas y arenas	Pleistoceno	-	-	-	7900 m	0,38%	18 km ²
Guadiana Alto (Llanura S.Juan)	limo-arcillas+ Gravas y arenas	Pleist-Holo?	-	-	-	4300 m	0,10-0,20%	17 km ²
Casa de los Ma teos	limo-arcillas+ Gravas y arenas	Holoceno	15 km ²	97 m	0,013	3500 m	0,65%	4 km ²
Casa de la Hi- ta	limo-arcillas+ Gravas y arenas	Holoceno	6,8 km ²	73 m	0,017	1500 m	0,50%	1,3 km ²
Casa Nuevo	limo-arcillas+ Gravas y arenas	Holoceno	7,8 km ²	110 m	0,015	2310 m	0,39%	3,6 km ²

CUADRO VII.4. Valores básicos aproximados de las cuencas de drenaje y abanicos aluviales de Campo de Montiel, en la Llanura machega.

mentos (Fig. VII-12) con diferentes gradientes de pendiente. Esta segmentación (BULL, 1964 b; DENNY 1967, y HOOKE, 1972, en BULL 1977, p. 253), comprende, en nuestro caso, tres segmentos aparentemente rectos. El situado en la cabecera - del abanico, tiene mayor pendiente que los otros dos, al menos en el abanico - del Guadiana alto. Este dispositivo ha sido interpretado por BULL (1977), como una clara evidencia del levantamiento intermitente del área montañosa. Las secciones transversales de los abanicos, son ligeramente convexas. En campo, sin embargo, aparecen como superficies extremadamente planas.



Nota: El abanico (b) tiene 10 Km.

FIG. VII-12.-SEGMENTACION DE LOS ABANICOS DEL GUADIANA ALTO (a) y s.n.(b) DE CAMPO DE MONTIEL

. La morfología de los abanicos (BULL, 1964 b, 1968, 1977), sabemos que está controlada por un mutuo ajuste de varias variables. Estas variables, en las cuencas de drenajes, son: su área, litología, pendiente media, vegetación, tectónica y geometría del frente montañoso. Por otra parte intervienen también: la pendiente del canal, los sedimentos transportados y el medio acuoso, la relación con los abanicos adyacentes, las condiciones de la cuenca de sedimentación y el clima. Lógicamente cambios en una o varias variables, producen reajustes en la morfología del abanico.

Un bello ejemplo de reajuste, posiblemente de origen tectónico, es el que nos ofrecen los abanicos de la Cañada del Verduzal (Fig. VII-13). Originalmente, la Cañada del Verduzal, irrumpía en la Llanura manchega por un amplio valle de fondo plano, labrado en el glacis de la costra multiacintada. La cuenca de drenaje de la Cañada del Verduzal, alimentaba entonces al fondo endorreico de La Roda. El aumento de la capacidad erosiva, por ahondamiento de su cauce y levantamiento del área fuente, junto con el juego de un pequeño basculamiento local hacia el Oeste, provocó la migración del canal en sentido opuesto al que inicialmente tenía. El resultado final es, un valle y un abanico no funcional y la construcción de un nuevo abanico al Oeste del anterior. Esta metamorfosis, de la corriente de la Cañada del Verduzal, extendió la cuenca hidrográfica del Guadiana a su propia cuenca de drenaje.

La morfología de los abanicos de la Llanura manchega, especialmente los de Campo de Montiel, está influenciada por sus relaciones con los abanicos adyacentes. La coalescencia puede producirse inclusive en la cabecera de los mismos. El abanico con mayor carga disponible y capacidad de transporte (ver mapa geomorfológico C, fuera de texto), aborta al contiguo, impidiéndole

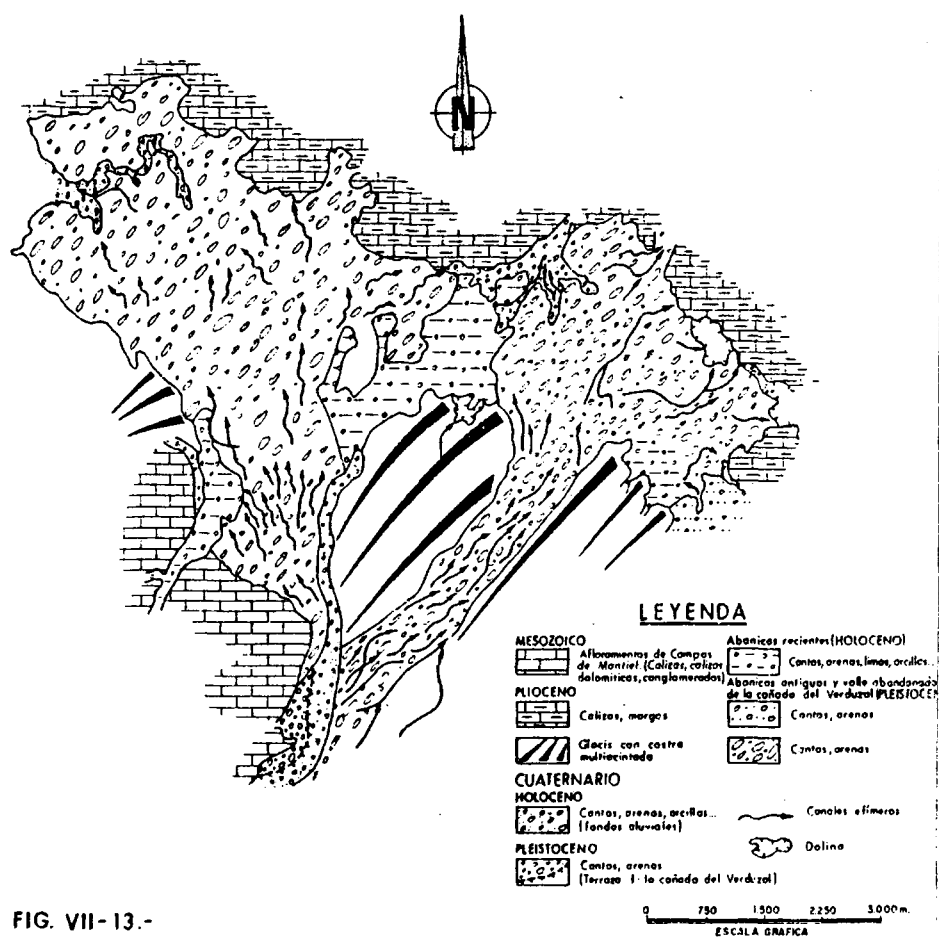


FIG. VII-13.-

ABANICOS ALUVIALES DE LA CAÑADA DEL VERDUZAL

su crecimiento lateral. En otras ocasiones el abanico principal, impide el desarrollo longitudinal de abanicos laterales al sesgarlos oblicuamente.

La pendiente original de la cuenca de deposición, también tiene un papel importante en la forma y evolución de los abanicos. La inclinación hacia el Oeste y al centro de la Depresión, de las superficies manchegas, es desde nuestro punto de vista, la causa principal de la fuerte asimetría y desplazamiento a poniente de los conos, en el territorio geográfico de la Llanura de San Juan. El abanico del Guadiana alto, desplaza desmesuradamente uno de sus extremos al NNW. Otro de los conos toma una forma curiosamente elongada y la mayoría giran sus radios, desde el ápice, en la dirección NW-SE.

El clima, las condiciones de flujo y la cantidad de sedimentos disponibles, son otras de las razones aducidas para explicar la forma de los conos. Es evidente que los conos generados en las condiciones climáticas actuales (Capítulo II), están formados por flujos de canales efímeros, que transportan cargas mixtas (limo-arcillas con cantos y arenas) en un medio de alta viscosidad. Corresponden a los llamados abanicos aluviales secos (Dry alluvial fans) son de pequeño tamaño y pueden superponerse a los abanicos más antiguos. De hecho la cartografía de la mayoría de los abanicos, que consideramos pleistocenos, ha podido realizarse gracias a la sobreimposición de pequeños canales, observados con la foto aérea, que se entrecruzan y descargan material en la cabecera de los abanicos, erosionando y distribuyendo los sedimentos de los viejos abanicos, en sus partes medias y distales.

No nos parece que las condiciones climáticas del pasado, sean coincidentes con las que han generado los conos recientes. Varias razones como las

basadas en su forma y tipo de litología, ya las hemos expuesto en las líneas anteriores. Nos faltan criterios sedimentológicos para ser más precisos. El único corte existente (Capítulo VI), en el gran abanico del Guadiana alto, incita a considerar, que en dicho abanico, el flujo era de agua posiblemente clara y con canales más o menos perennes. Esto nos lleva a considerar que la deposición de algunos de los abanicos, se ha realizado en un ambiente de mayor humedad; sin embargo por falta de datos concluyentes, no debemos clasificarlos como abanicos aluviales húmedos (Wet fans).

. Finalmente vamos a referirnos a un dispositivo especial, que ha dado lugar a un sistema de abanicos aluviales en cascada. En el Campo de San Juan, a los abanicos del piedemonte de Campo de Montiel, suceden en el tiempo y ayuso de sus áreas distales, abanicos de cargas mixtas que agradan sobre la Llanura aluvial de San Juan. Estos abanicos con las menores pendientes medias calculadas (Cuadro VII-4), están alimentados por corrientes, que tienen su origen muchas de ellas, en los segmentos distales de los abanicos del borde de Campo de Montiel (Ver mapa geomorfológico C, fuera de texto), por ruptura del nivel piezométrico en las extremidades de los abanicos y concentración del flujo en las líneas de máxima pendiente. Los procesos erosivos subsiguientes, mecánicos y químicos, han ido diferenciando vallonadas, de fondo aluvionar plano y laderas empinadas, surcadas hoy por discretos canales sinuosos que se entrecruzan.

- *Cronología.*

La edad de este modelado erosivo-deposicional es muy imprecisa. Evidentemente ha sucedido repetidas veces en el tiempo, pero desconocemos las condiciones exactas de su morfogénesis y los espacios temporales que ocupan.

Los conos aluviales de pequeño tamaño, sobre las llanuras aluviales de los ríos, son de origen reciente e inclusive funcionales, intermitentemente en el presente. Los grandes abanicos de Campo de Montiel, hay que referirlos al Pleistoceno superior y medio. Posiblemente el más antiguo es un retazo conservado, fuertemente encostrado, del aparato fluvial del Guadiana alto, al Norte de Argamasilla de Alba. El resto de los abanicos antiguos están encajados en él y desde nuestro punto de vista pertenecen a un mismo ciclo, sin olvidar que algunos abanicos soportan materiales de ciclos más modernos, inclusive del Holoceno o actual.

Los abanicos aluviales que reposan sobre la Llanura aluvial de San Juan, se depositaron cuando la red del Sistema fluvial del Guadiana, era ya residual, pero el comienzo de su génesis es anterior a los conos holocenos de Campo de Montiel.

7.3. LA ACCION EOLICA

7.3.1. Las dunas interiores y litorales

Una de las mayores sorpresas cuando iniciamos los trabajos de campo en la Llanura manchega, fue la presencia de un importante complejo dunar, sobreimpuesto al paisaje, desde el valle del río Júcar a las zonas más occidentales de la región investigada. Nuestra sorpresa estaba justificada por su ausencia total en las citas, dentro de la literatura geológica o geográfica española. Sin ánimo de ser exhaustivo, nos planteamos entonces la cuestión del conocimiento de las dunas arenosas interiores y litorales, en la España peninsular (Fig. VII-14). Los datos recogidos y que rápidamente vamos a expo-

ner, confirman el escaso interés que para nuestros investigadores, han representado las acciones eólicas como agentes constructores-destructores. A pesar de todó, una primera etapa de observaciones prometedoras se inicia a finales del siglo pasado y principios de éste, que parece volver a comenzar en los últimos años a impulsos de los cuaternaristas españoles.

- *Dunas litorales.*

. En el Golfo de Cádiz se extiende en más de 1.000 km², el mayor campo de dunas y arenas litorales del país. Estos materiales fueron abordados, hace algunos años, por PEREZ MATEOS Y RIBA (1961) y MABESOONE (1963). Estas dunas vivas y antiguas, han merecido la atención, modernamente, de diversos autores (GARCIA NOVO, RAMIREZ DIAZ y TORRES MARTINEZ, 1975; VANNEY, MENANTEAU y ZAZO, 1979; ZAZO, 1980), que concluyen, especialmente el último autor nombrado, que en el litoral de Huelva hay cinco generaciones o sistemas distintos:

- Manto eólico y restos de dunas parabólicas.
- Barjanes en rastrillo.
- Dunas parabólicas.
- Dunas transversales.
- Dunas transversales y longitudinales.

En el litoral de Cádiz.

- Dunas cementadas transversales (eolianitas Ouljienses).
- Manto eólico.
- Dunas subactuales.

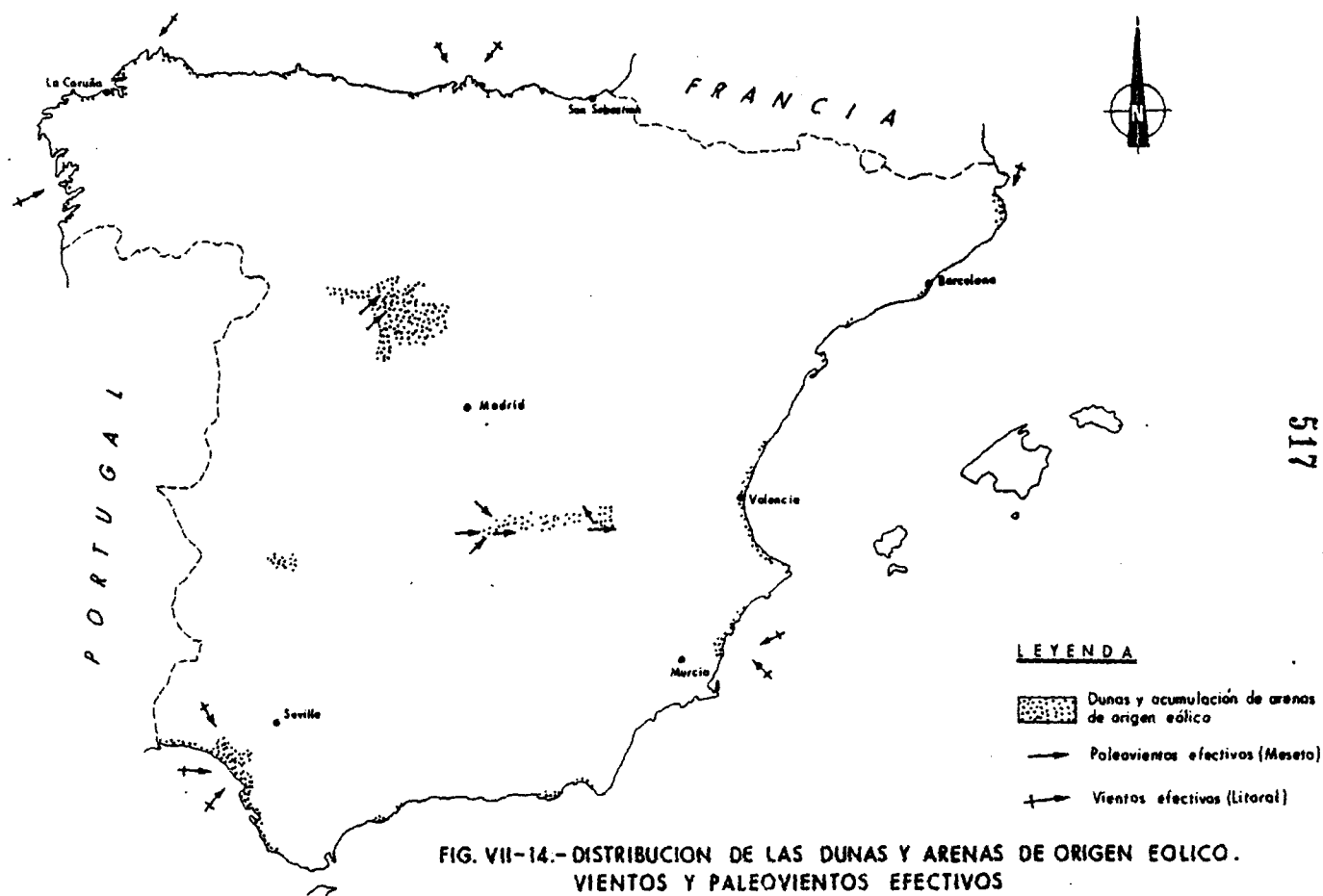
- Dunas móviles.

El cordón litoral de las Arenas gordas, con espesores posibles de más de 100 m, es sin duda uno de los más importantes de Europa, su altura es comparable con la duna transversal del Pilat en la Aquitania occidental (VIGNEAUX 1975, págs. 169 y 170).

Los vientos prevalentes, constructores de los edificios arenosos actuales, son del Oeste y NW, los más eficaces del SW. Una cartografía ilustrativa puede consultarse en las Hojas Geológicas a E. 1:50.000 de la 2ª serie, números: 999, 1.000, 1.016, 1.017, 1.018 y 1.033, y de la 1ª serie, número 1.061.

En el litoral galaico, las acciones eólicas son remarcables. NONN (1966), las estudia pormenorizadamente. No muchas más noticias de interés se encuentran en la bibliografía consultada: VIDAL BOX (1933) para la península de El Grove y escuetas referencias en las Hojas Geológicas a E. 1:50.000, números: 44, 1ª edición y 21, 6, 7, 2, 3, y 9 de la 2ª edición, y de la 1ª edición la número 44.

Edificios arenosos se han descrito en la playa de Llangosteira (Cabo de Finisterre), en la barra de Allones, en la playa de Razo, que se une a la de Baldayo, con un cordón litoral de 4 km y dunas entre 10 y 15 m de altura, etc. Dunas y arenas que penetran hacia el interior, como las de punta Frouxeira, al Oeste de Valdoviño, o en la playa de San Jorge, al Sur de Cabo Prior. La morfología de los edificios arenosos es variada, además de los cordones litorales, hay dunas longitudinales, dunas parabólicas, nebkas, caoudeyres,



barkhanes de 10 a 20 m de ancho y 0,80 a 1 m de alto, ripples gigantes de 18 a 20 m de largo con surcos intermedios de 0,60 a 1 m, etc.

Los vientos activos en Galicia occidental son los del SO, en la Galicia noratlántica dominan los vientos del NE.

. En Asturias, en las cercanías de Avilés, entre San Juan de Nieva y Ferrero, LLOPIS LLADO (1961), localiza una duna consolidada antigua en la playa de Verdicio que está fosilizada por una duna actual, de hasta 20 m de alto. MARY (1970), en el cabo de Peñas, encuentra evidencias de una eolización antigua: cantos trabajados por el viento, pavimentos eólicos, etc.

En el litoral Cántabro en la playa de San Vicente de la Barquera, en su extremo occidental HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR (1966), estudian un complejo de dunas, acumuladas por los vientos del NE. Recorriendo el litoral hacia Santander, en Liencres y Cuchía y al otro lado de la bahía, en Somo-Langre y Noja, las arenas y dunas eólicas penetran en el continente (Hojas Geológicas a E. 1:50.000 de la segunda serie, números 34 y 35). CENDRERO (1929 y 1934) comenta las dunas de Noja y Berria que han sido edificadas por los vientos del NW y NE, principalmente este último. En Berria las dunas son de poca altura, unos 3 m, en Noja llegan a alcanzar los 26 m, las más altas, que son denominadas en la zona "terreros y pilares de arena". Reconoce también dunas en forma de media luna (barkhanes), que ya años antes DANTIN CERECEDA (1917), las había descrito y figurado, pág. 36, en el Arenal del Puntal (Playa de Lomo). Quizás el trabajo más interesante, es el muy reciente de FLOOR (1980), clasifica a las dunas costeras de Cantabria en los tipos de dunas transversales - linguiformes (tongue-dunes), remontantes (climbing dunes), colgadas (cliff-top

dunes) y barkhanes, construidas por los vientos del NW, seguidos por los del NE.

. En el litoral Mediterráneo, entre el Golfo de Rosas y Bagur, se encuentran los depósitos de arenas eólicas más importantes del país catalán. Los mejor conocidos son los médanos ubicados entre la desembocadura del río Fluviá y Torroella de Montgri, en el interior (Hoja Geológica, E. 1:50.000, 1ª serie, número 297). Es una alineación dunar, construida por el empuje de los vientos del Norte (Tramontana), hoy fijada, con cerca de 17 km de longitud. Las dunas presentan formas de media luna (barkhanes) con alturas que pueden sobrepasar los 20 m. Dunas y cordones litorales hay nombrados entre Prat de Llobregat y Castelldefells, y en la playa de la Canonja (Tarragona - Salou). Una duna muy cementada, en el cabo Salou, sería posiblemente anterior al cordón litoral de la playa de la Canoja (Hoja Geológica E. 1:50.000, segunda serie, número 473).

Dunas y cordones litorales, sensiblemente paralelos a la línea de costa y prácticamente en continuidad, van desde Valencia a la Punta de la Almadraba, en Denia (ROSELLO, 1971, y Hojas Geológicas E. 1:50.000, segunda serie, números 668, 696, 722, 747, 770, 771 y 796). En las proximidades de Valencia, zona de la Devesa, existen hasta tres alineaciones de dunas litorales (SANJAUME, 1974). En esta zona las arenas son finas, con débiles porcentajes de granos redondeados mates, que aumentan hacia los tamaños mayores. La altura media de las dunas es de unos 5 m, no sobrepasando los 7,5 m. La anchura de los campos de dunas y cordones litorales, puede alcanzar los dos kilómetros en algún punto de la costa.

En el litoral alicantino, IMPERATORI (1957) y DUMAS (1977), señalan en diversas áreas dunas consolidadas (eolianitas), tirrenienses y post-tirrenienses. Dunas actuales y paractuales, existen en la Playa de San Juan y el Saladar esta última próxima al cabo de Santa Pola. Mayor interés tienen los depósitos eólicos de Guardamar, bien descritos por MIRA (1906) y más tarde por NOVO y CHICARRO (1915). Se trata de una faja de unos 15 km de longitud con una anchura máxima que sobrepasa ligeramente los 1.000 metros. Las dunas con altura de 6,8 y hasta 25 m, móviles en aquel entonces, se desplazaban hacia el interior del empuje de los vientos dominantes del NE y SE.

En el Golfo de Almería, OVEJERO y ZAZO (1971), encuentran dunas no consolidadas de la última gran regresión y otras, generalmente encostradas, más antiguas, que coronan los sedimentos marinos transgresivos.

Dunas y cordones litorales se han cartografiado de Almería y Adra, y entre Torremolinos y Marbella (Hojas Geológicas E. 1:50.000, segunda serie, números 1.067 y 1.066).

- *Dunas interiores*

. En la Meseta Norte, se conocen desde antiguo extensos mantos de arena y campos de dunas. Las dunas y arenas eólicas, de la Cuenca del Duero, forman el complejo eólico más importante de la España interior. Aunque todavía no están bien delimitados los contornos de los afloramientos, ocupan centenares de km², desde los sectores centrales de la Cuenca hasta casi el pie del Sistema Central.

Ya en el siglo pasado CASIANO DE PRADO (1854), da la noticia de que el "diluvium" de la provincia de Segovia, está formado por arenas finas, móviles y muy potentes. CORTAZAR (1890), señala un espesor de hasta 20 m y las considera propias de un transporte, realizado a favor de una inundación por aguas torrenciales. Las arenas se encontraban al principio más próximas a la Sierra, siendo posteriormente arrastradas hacia el Norte, tanto por las -- aguas como por los vientos. MALLADA (1911), distingue también este "diluvium" con carácter fuertemente silíceo, de las arenas más feldespáticas inferiores. Es HERNANDEZ-PACHECO, F. (1923, a y b), el que sin embargo atribuye inequívocamente al viento, la construcción de los médanos de la provincia de Segovia, bajo la acción de los vientos dominantes que, en tiempo seco, soplan en dirección NW-SE que es el rumbo en que tienen tendencia a trasladarse las -- arenas. El origen de las arenas eólicas hay que buscarlo según él en las arenas del Cretácico (Albiense) y el Mioceno, que inclusive, en la actualidad, estarían en pleno transporte por el viento. Esta capacidad de deflación y -- transporte por el viento, es la indicada también por BRAVARD (1965).

Modernamente diversos autores han estudiado y cartografiado, en parte, las áreas de distribución de los "arenales de la Cuenca del Duero" (ALCALA DEL OLMO, 1974). En el máximo de extensión geográfica de los arenales -- (Provincia de Segovia, Tierra de Pinares), los trabajos de CASAS y LEGUEY -- (1971); CASAS, LEGUEY y RODRIGUEZ (1972) y ALCALA DEL OLMO (1972, 1974, o.c) sobre todo este último autor, aportan gran cantidad de datos acerca de las -- características texturales y mineralógicas de estos sedimentos. Por tamaños predominan las arenas finas (0,5 0,2 mm) y la fracción de arena muy fina -- (0,2 0,05 mm), que aumenta en porcentajes hacia el Norte y NE. Los limos, arcillas y las gravas (fracción mayor de 2 mm), apenas si tienen representación

con porcentajes medios del 3 al 4%. La clasificación (índice de TRASK) es de buena a excelente (de 1,3 a 1,8) con índices de asimetría bajos y a veces nulos. Dominan en los cuarzos los subredondeados mates, 70 al 90%, en el tamaño de 0,70 mm. Se insiste en un transporte fluvial en las primeras etapas, para luego ser el viento quien traslade a su posición actual a las arenas. CASAS et al. (o.c.) prefieren suponer un transporte fluvial de sedimentos previamente eo lizados, al menos para los arenales de Santa María la Real de Nieva. Para ALCA LA DEL OLMO (oo.c.c.), el área madre de estos materiales está en la Sierra de Guadarrama, y no en las arenas del Albiense. La asociación mineralógica está compuesta por lo general, en la clase 0,5 - 0,05 mm, por: turmalina - granate-andalucita; en los ligeros domina el cuarzo (52 al 68%), seguido del feldespato potásico y en menor proporción por los calcosódicos, con porcentajes que no superan el 8%.

Más al Norte, al Sur de Valladolid entre Tudela de Duero y el páramo de La Parrilla, GARCIA-ABBAD y REY SALGADO (1973), cartografían un depósito de arenas de origen eólico, con espesor máximo probable de unos 15 m, que lo hacen derivar de las facies terciarias cuarzo-feldespáticas sobre las que se apo ya.

A occidente, en el valle del río Duero, en Castronuño y Toro, ocupando los fondos de las torrenteras o sobre las altas terrazas, fuertemente deflac-- cionadas, hay importantes acumulaciones de arenas y dunas (Hojas Geológicas E. 1:50.000 segunda serie, números 370 y 398).

En los territorios centrales de la Cuenca del Duero. PEREZ-GONZALEZ -- (1979), encuentra manifestaciones antiguas (Pleistoceno medio) destructoras --

del viento, tales como grandes cubetas de deflación, con ejes mayores orientados en la dirección NE-SW. Otras formas, de acumulación y erosión, llegan a -- nuestros días. Mantos de arena (cover sands), dunas parabólicas, blow-outs, -- blow-out dunes, dunas trepadoras (climbing dunes), pavimentos de deflación, -- cantos ventifactos, etc, son algunas de las manifestaciones presentes y del pasado inmediato, que los vientos del SW han modelado y construido sobre las terrazas, las superficies de erosión, las cuestas y los páramos calizos de la -- Cuenca. Hacemos derivar al material transportado del sustrato terciario inmediato. La cartografía de las Hojas Geológicas números 372, 400, 428, 455 y 481 (en prensa), han confirmado los datos anteriores.

. En la Meseta Sur, al Oeste de la Llanura manchega, en la misma Cuenca del Guadiana, pero en un paisaje distinto, roquedo pizarroso y afloramientos graníticos que enmarcan los "barros" miocenos y las vegas del Guadiana y afluentes, descansan las arenas de origen eólico denominadas de "Mengabril" (HERRANZ et al. 1973, p. 27), en altitudes medias absolutas de 250 m. La zona estudiada por esos autores está entre Medellín, Don Benito y Villanueva de la Serena. Las arenas cartografiadas ocupan una extensión de unos 40 km² y reposan bien, sobre los "barros" o las terrazas del río Guadiana situadas a +5-10 m y +20 m. Son -- arenas puras en tamaños comprendidos entre los 0,75 y 0,05 mm, con un máximo -- del 32%, en 0,15 mm. Sus espesores pueden alcanzar los 10 m, pero lo normal es que no sobrepasen los 2 ó 3 m.

En el valle del río Jarama sobre la terraza compleja de "+15-20 m" de -- la Llanura aluvial de Arganda, en las cercanías de los yacimientos de Aridos, -- hemos localizado acumulaciones, no muy continuas, de arenas de origen eólico, -- con espesores posiblemente no superiores a 1 m.

1.3.2. El relieve eólico de la Llanura manchega.

Todos los autores consideran que el relieve eólico comprende gran cantidad de formas fisiográficas, tanto de deflacción como de acumulación, originadas por la acción del viento.

En la Llanura manchega el viento ha modelado un paisaje insospechado - compuesto por formas de acumulación, de acumulación-destrucción y típicas de destrucción o erosión. En este apartado plantearemos tan solo algunos aspectos generales de este modelado, ya que desgraciadamente carecemos de bases cronológicas seguras y tampoco tenemos información acerca de las estructuras internas de las dunas de origen eólico, por ausencia total de cortes en ellas.

- *Posición*

Las dunas y arenas de origen eólico se puede decir que están repartidas por todo el ámbito de la Llanura manchega central y oriental. Sin embargo señalaremos en este apartado las acumulaciones más importantes o significativas.

En la ladera derecha del valle encajado del río Júcar al Este de Cerrón en cotas absolutas entre los 760 y los 660 m, ocupan las arenas las vertientes del valle o reposan sobre los niveles de terrazas, incluida la llanura de inundación.

Otro afloramiento de interés, próximo a este valle, es el que se encuentra entre Rubielos Bajos y Villanueva de la Jara, en la alta terraza del río Júcar que está en cotas absolutas de 800 m.

525

En la Llanura manchega oriental, los depósitos arenosos se concentran en dos bandas sensiblemente paralelas, que están orientadas en dirección Este Oeste y separadas entre sí por unos 4 km. La banda más septentrional, o de Casas de Benítez, puede alcanzar los 7,5 km de largo y los 500 ó 600 m de anchura máxima. Son acumulaciones arenosas con dunas muy mal definidas, que tapi--zan las laderas del valle del río Júcar, el Sistema aluvial del río Júcar y los fondos de las grandes depresiones, con ejes mayores en dirección Norte-Sur.

La banda meridional (Casas de los Pinos - Casas de Haro), tiene una longitud de unos 40 km y una anchura que puede rebasar los mil metros; se extiende desde la llanura aluvial del río Júcar, hasta casi el meridiano de Villarrobledo. Las dunas, con formas bien diferenciadas, y los mantos de arena están en posiciones morfológicas diversas; descansan según los puntos sobre: el Sistema aluvial del río Júcar, la Superficie superior de la Llanura manchega, las grandes depresiones, las dolinas de Karts subyacente u otros accidentes - fisiográficos diversos. Su altitud sobre el nivel del mar oscila entre los - 680 y 740 m.

Al Oeste de San Clemente, otra mancha arenosa con dunas y un manto - eólico, cubre los depósitos fluviales de la terraza baja del río Rus.

Orlando al valle del río Záncara, se disponen muy irregularmente acumulaciones arenosas y dunas que fosilizan en parte los paleovalles del Sistema fluvial del río Guadiana, las terrazas, las laderas (climbing dunes), las dolinas y el fondo de un valle formado por una paleoexsurgencia.

526

Con menor importancia, pero en posiciones morfológicas muy significativas, están las dunas y acumulaciones arenosas del borde externo de Campo de Montiel. Se apoyan sobre los abanicos aluviales, en las zonas de coalescencia, o ocupan espacios, de aspecto arrosariado, en los límites periféricos del glacis de acumulación de Socuéllamos.

En la Llanura manchega central, en un amplio territorio que iría desde el Embalse de los Muleteros al núcleo urbano de Villarta de San Juan, se han cartografiado un conjunto de edificios arenosos y arcillo-arenosos, desconectados entre si, de diferente importancia en cuanto a su extensión superficial y al valor de los datos que aportan. La acumulación principal está en la Llanura aluvial de San Juan, desde la estación del río Záncara-Casa de los Bueyes, hasta casi las proximidades de la confluencia de los ríos Záncara y Ciguela. Es una mancha continua de unos 30 km de longitud, en sentido Este-Oeste, con una anchura máxima de 7,5 km al Sur de Alcazar de San Juan. Estos relieves de origen eólico se sitúan en la zona más deprimida (cotas entre los 650 y 620 m) de esta parte de la Llanura, enmarcados, excéntricamente, por las superficies de erosión de la Llanura manchega.

- *Tipos, morfología y fases de construcción dunar.*

Vamos a centrar nuestro interés en dos áreas dunares sobresalientes, una que trataremos en primer lugar, es la que se localiza en la Llanura aluvial de San Juan, la otra en el cordón dunar de Casas de los Pinos-Casas de Haro.

Nos ha sido de gran utilidad para la definición de los tipos de dunas, el glosario de STONE (1967) y la terminología aplicada a las dunas de McKEE --

(1966).

. En la Llanura aluvial de San Juan, los campos de dunas, están transformados y retocados por los abanicos aluviales que irrumpen en la Llanura aluvial. Un buen ejemplo se puede observar en la zona de influencia del cono de Casa de Don Lucio, que se emplaza próximo al cruce de la carretera de Campo de Criptana a los Arenales de las Moscarda y el río Záncara, aquí los productos - aluviales, de origen lateral, penetran y se interdigitan en los depósitos eólicos. En otras zonas canales muy poco marcados, entrecruzados, de régimen esporádico, que van perdiéndose según progresan en los campos de dunas, los hemos -- cartografiado con la foto aérea, provenientes del abanico aluvial establecido entre Casas de los Sastres y Casa de Baldomero Laviya, al SW de Pedro Muñoz.

El río Záncara también constituye un elemento de gran importancia en - la transformación y configuración del paisaje dunar. En el tramo donde discu--rre entre las arenas y arcillas arenosas, innumerables canales de desbordamiento retocan las dunas y los mantos eólicos. Aguas abajo, desde Casa del Puente hasta su confluencia con el Cigueta, las zonas de encharcamiento temporal -- (playas), por desbordamiento y subida del nivel freático, limitan todo este - borde suroccidental.

Las playas salinas, limo-arcillosas, interdunares o marginales, han jugado y juegan un papel de primera importancia, en las génesis de los edificios eólicos, como veremos más adelante.

Una característica de el gran área dunar de la Llanura aluvial de San Juan, es la disposición irregular de los tipos y asociaciones de las dunas, has

ta el punto que no podemos señalar ninguna agrupación específica, ni tan siquiera un modelo o pauta zonar.

Las elevaciones máximas de las dunas pueden alcanzar los 15 m, aunque - lo normal es que no sobrepasen los 6, 7 y 8 m. Las mayores dunas son las parabólicas y otras de aspecto longitudinal con más de 2.000 m de largo. La anchura - mayor puede llegar a los 300 m.

Los ejes primarios de las dunas parabólicas no las dividen simétricamente. Son cuerpos asimétricos. Las razones aducidas para esta asimetría (SEPPALA, 1971, p. 15, y STANKOWSKI, 1963, ENQUIST, 1932 y KADAR, 1938 en SEPPALA o.c.) - se refieren a la cantidad de material transportado por el viento, junto con la forma de la fuente de arena y su posición con respecto a la dirección del viento, situación de la vegetación y a cambios de la dirección del viento.

Los tipos de dunas reconocidas, por sus formas, son variadas; algunas - asociaciones las hemos dibujado en la Fig. VII-15, aunque tenemos que decir que no siempre las hemos podido identificar. La erosión de las crestas, la red deposición continua de material, la obliteración, por deflación, de segmentos de las dunas, y desde luego las distintas generaciones de dunas, hacen imposible llegar, por el momento a precisiones totales.

De una manera provisional, clasificamos las dunas en los tipos:

- Dunas ovoides, Bouclier.
- Barkhanes.
- Parabólicas en forma de U y V.

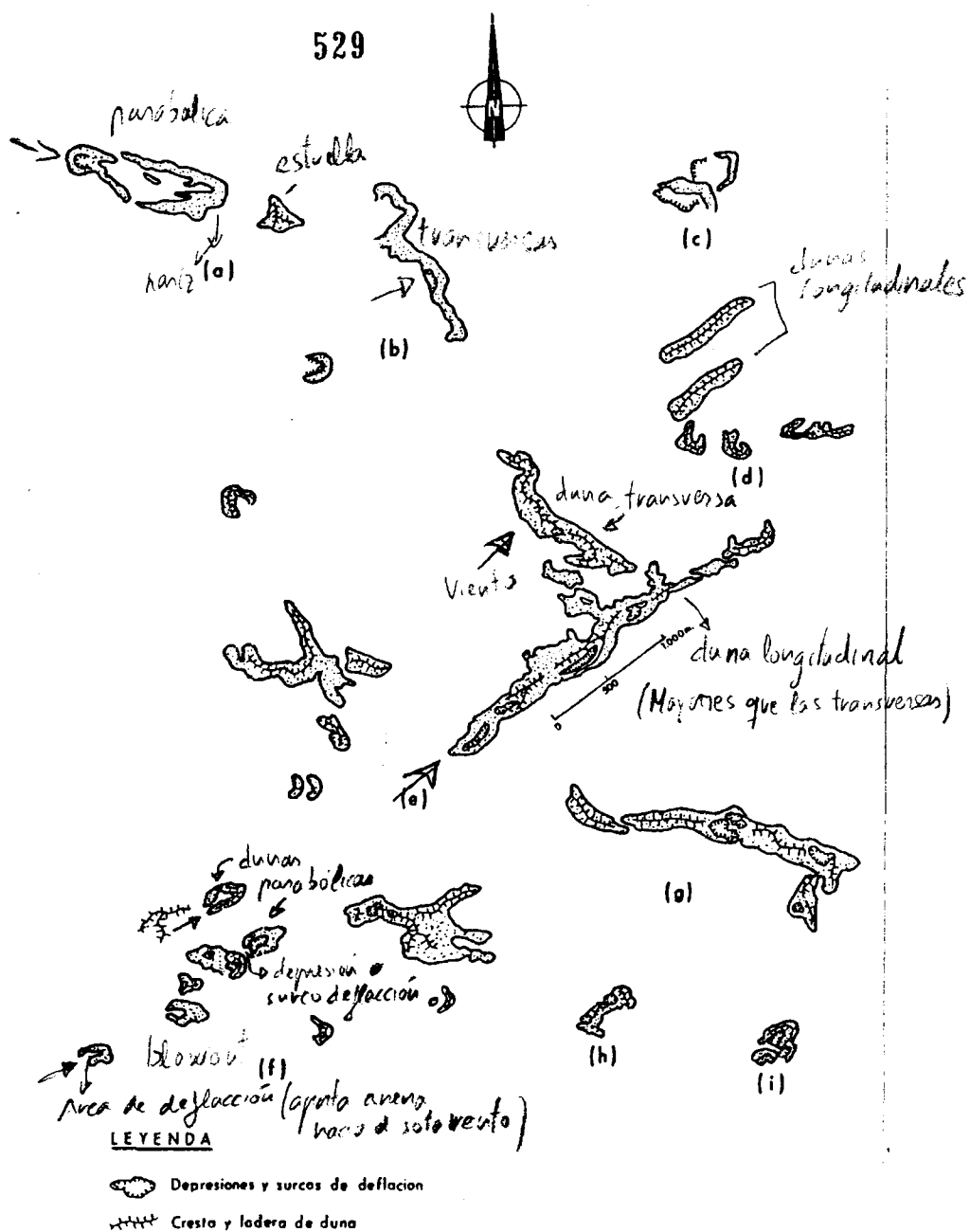


FIG. VII-15.- ASOCIACIONES Y FORMAS DE DUNAS EN LA LLANURA ALUVIAL DE SAN JUAN

- Blowout dunes.
- Elongate blowout dunes.
- Triédricas o en estrella.
- Dunas cónicas.
- Lunettes.
- Dunas transversas.
- Dunas "longitudinales".

Las dunas ovoides o redondeadas, son dunas del tipo bouclier de la familia de los barkhanes (MAINGUET, 1976 p. 282). Tienen un perfil longitudinal convexo y simétrico. En la Llanura aluvial de San Juan se presentan aisladas, como ocurre inmediatamente al Sur de los Arenales de la Moscarda, o formando un grupo de dos, al NE de la Hoja de la Alameda de Cervera (núm. 739), entre Casas del Charcón y Casa de las Pilas.

Las dunas blowout, de pequeñas dimensiones y elevación reducida, son con mucho las más numerosas (Fig. VII-15). La acumulación arenosa a sotavento, deriva de depresiones de deflación ovaladas o elongadas, en este último caso (Fig. VII-15, f), la arena migra suavemente en la dirección del viento prevalente y se las llama elongate blowout dunes. Las dunas triédricas o en estrella con tres ramas o brazos que radian desde un punto central en distintas direcciones, están asociadas al Sur de Alcazar de San Juan, con dunas de forma cónica, y al Este de Casas de Don Enrique (Hoja de Campo de Criptana núm. 714), con dunas parabólicas (Fig. VII-15, a).

Otros tipos de dunas son asimilables a dunas transversas y longitudinales. Están construidas las primeras (p.e. Fig. VII-15,b) perpendiculares a la

dirección del viento, y las segundas (Fig. VII-15, e), paralelas al viento dominante. Estas últimas son las de mayores dimensiones, tanto en altura como en longitud.

Un cordón arcilloso, semejante a un lunette, bordea a sotavento la playa arcillo-limo-salina de Casas de Chimeneón-Laguna de Cerro Mesado, al SW de Alcazar de San Juan. Estas dunas arcillosas, clay dune, enclavadas en las proximidades de las playas o sebkhas, se originan (PRICE 1963 y 1968; HILLS, 1940, - STEPHENS y CROCKER 1946, en PERTHUISOT y JAUZEIN, 1975) por la fragmentación en micropoliedros de los sedimentos de la playa por desecación. Estos micropoliedros son movilizados por el viento y depositados en los flancos, o en las márgenes a sotavento, de las lagunas o encharcamientos intermitentes, con depósitos más o menos salinos. Estos sistemas dunares contienen más del 8% de arcilla.



La gran mancha dunar de la Llanura aluvial de San Juan, está constituida en su mayor parte por dunas arcillosas, si nos atenemos a los análisis texturales realizados (Capítulo VI). La arcilla, en alguna muestra, puede alcanzar el 60% y en la mayoría de ellas está por encima del 20%. Dos hipótesis son posibles para explicar el origen de estas dunas, la primera que las dunas arcillosas deriven de antiguas playas, hoy desaparecidas. La segunda, que es la que nos parece más probable, es que independientemente de que haya dunas arcillosas que provienen de antiguas playas, otras más modernas se han formado en los flancos de las sebkhas presentes, como al SW de Alcazar de San Juan, e inclusive que productos arcillosos deflacionados de las actuales playas están cubriendo, tapizando, dunas arenosas ya existentes.

. El cordón dunar de Casas de los Pinos-Casas de Haro (Fig. VII-16), es

en realidad un sistema de dunas parabólicas con una conformación en tres fases.

La primera fase tiene una disposición de dunas parabólicas con formas parecidas a las dunas elongadas upsiloides (elongate upsiloidal dune, SMITH 1965 fig. 4. p. 568). Su aspecto en planta es el de una duna parabólica con brazos - sensiblemente subparalelos, razonablemente simétricos, alargados, que por evolución pueden producir dos ramas "longitudinales" subparalelas, como de hecho - ocurre con una de las dunas representadas en la Fig. VII-16. El mismo SMITH -- (o.c.), sugiere el mecanismo transformador, por case de aporte de arena del -- blowout y desgarró de la nariz de la duna por la erosión continua del viento.

Las dunas parabólicas de la primera fase están perfectamente arrasadas, sus crestas han desaparecido por deflación y su lugar está ocupado por -- formas secundarias de erosión eólicas. Levantan unos pocos de metros sobre el - suelo.

Son grandes dunas, con brazos de hasta 4.700 m de largo y anchura de 300 m. La distancia entre las ramas de la duna puede alcanzar los 1.000 m, en - la mayor de ellas. Otra característica es que la nariz de la duna parabólica se alarga desmesuradamente en el sentido del viento efectivo. Originalmente serían dunas de gran altura, posiblemente de más de 15-20 m, con abundante disponibilidad de arena en sus fuentes de origen.

La segunda fase también son dunas parabólicas pero del tipo V, principalmente. Son más discretas en sus dimensiones y están mejor conservadas. Los brazos llegan a los 3.000 m, siendo su anchura mayor del orden de los 150 a los 200 m. La nariz de las dunas tienen una relación con respecto a la anchura de los

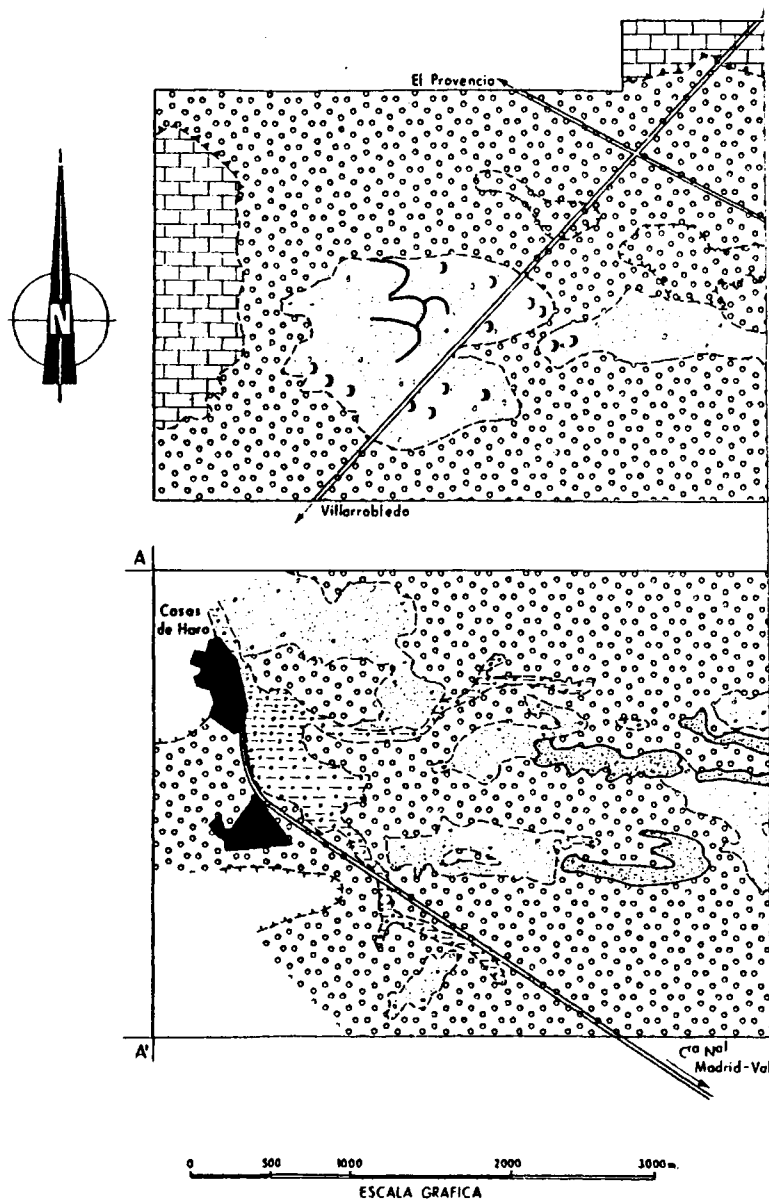
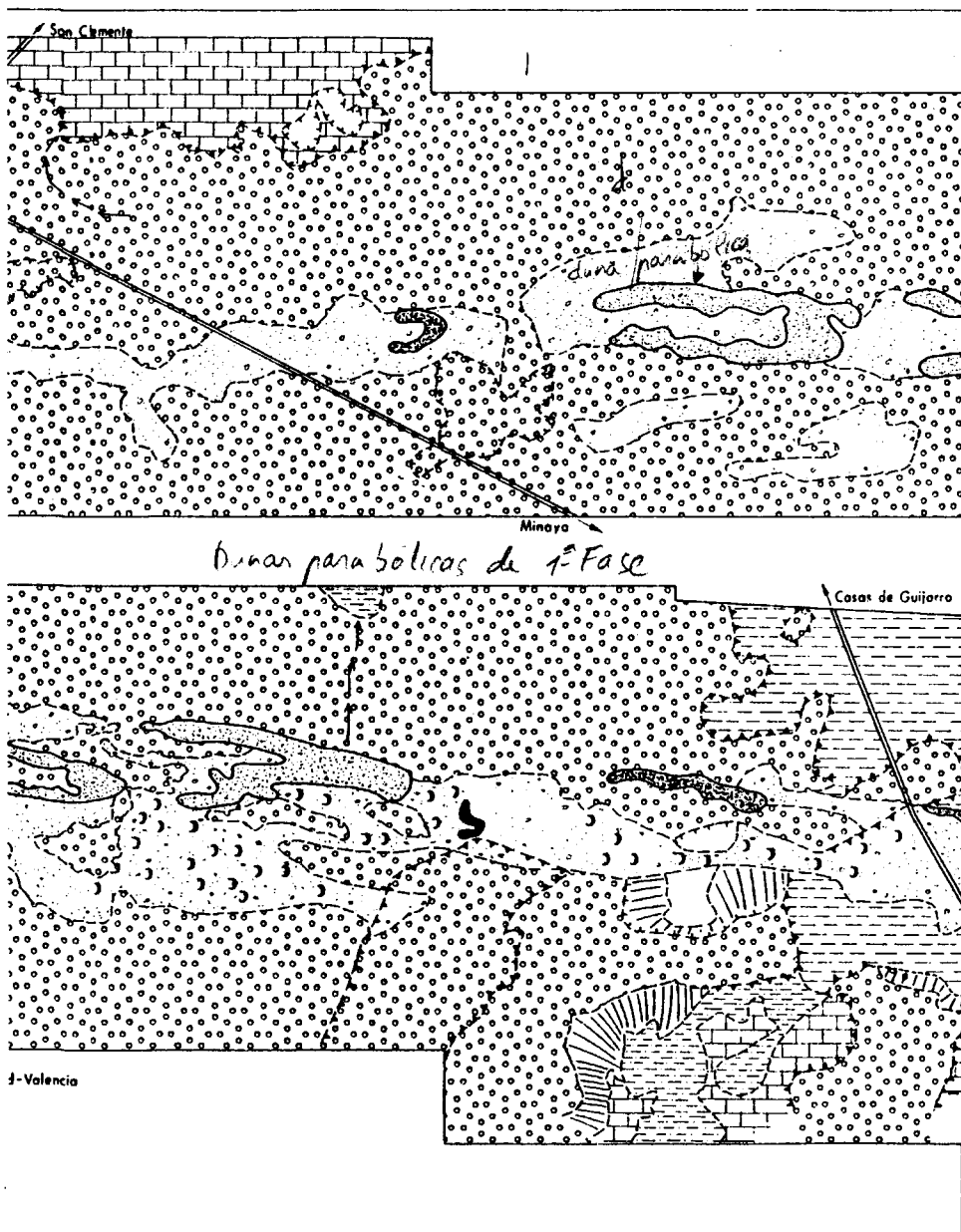


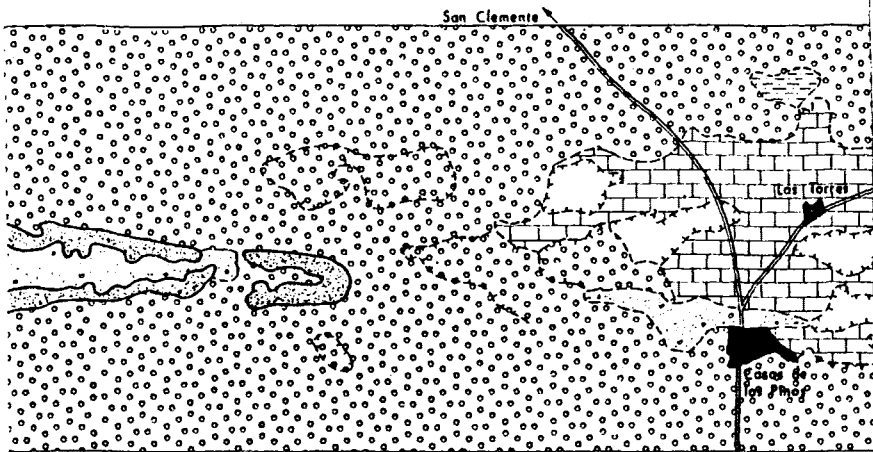
FIG. VII-16.- SISTEMAS DE DUNAS PARABOLICAS
DE LA LLANURA MANCHEGA ORIENTAL



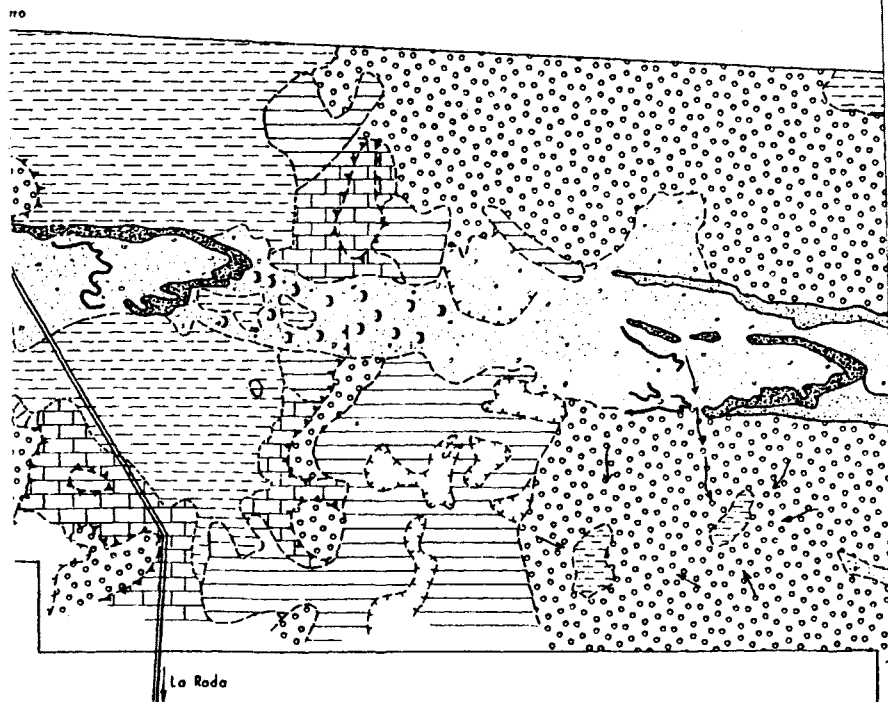
536

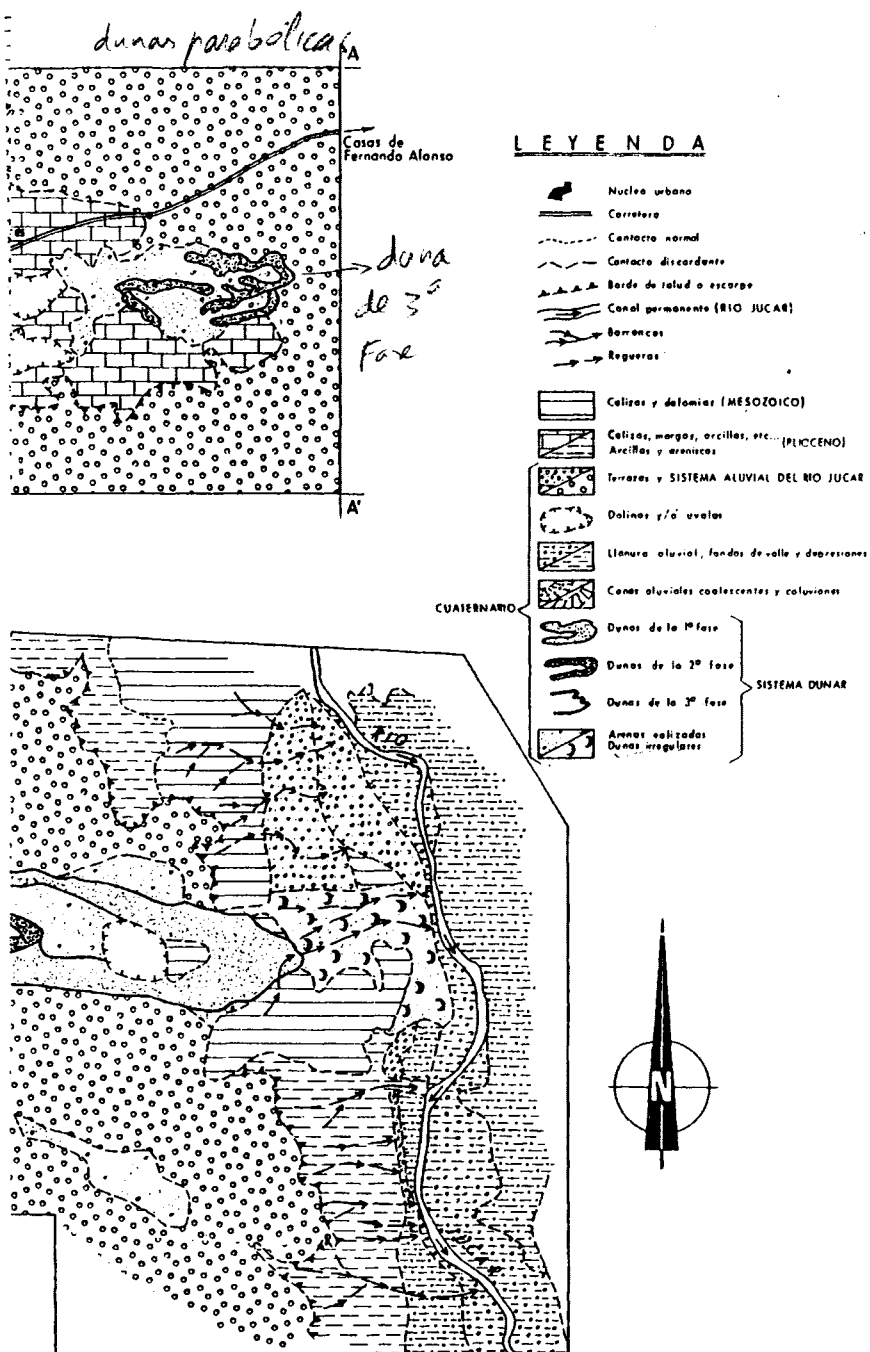
537

duna parabolica
1-^a Fase en U



duna parabolica 2 Fase
en V





540

brazos igual a 1 o ligeramente superior.

Son claramente asimétricas. La rama Sur, por lo general, es más corta que la rama Norte, y está retocada por vientos oblicuos secundarios. Pueden superponerse a las dunas de la primera fase, que ya estaban deflacionadas. Sus crestas, elevadas de 5 a 15 m, mucho más nítidas, están sin embargo, rebajadas y surcadas por numerosos nichos de deflación.

La tercera fase, apenas perceptible en campo, está formada por unos pequeños cordones arenosos, frescos de aspecto y con dimensiones de 1 a 2 m de alto y de 10 a 15 m de ancho; su apariencia en planta es muy a menudo filiforme. Con la foto aérea se reconocen a barlovento, al Oeste de los pequeños cordones arenosos, superficies o áreas deflacionadas que nutren de arena a estas dunas parabólicas de la tercera generación.

- Formas de deflación.

Siguiendo a SEPPALA (1971, o.c.), podemos dividir a las formas de deflación en dos grupos: las primeras creadas durante el tiempo de deposición de las dunas, las segundas construidas en otro tiempo.

En el primero de los casos tenemos los nichos o depresiones de deflación (blowouts) que aportan arena a sotavento, construyendo en esas partes externas, un ribete arenoso que da origen a dunas parabólicas, de dimensiones siempre en función del tamaño del blowout y de la arena disponible.

En la Llanura manchega, como en otras partes, los nichos de deflación

son de forma ovalada o elongada. Sus tamaños (ver Fig. VII-15) son normalmente escuetos, no sobrepasando las formas alargadas los 100 o 150 m de longitud, -- siendo la anchura 2 ó 3 veces menor. Los nichos ovalados tienen menor medida, tan solo algunas decenas de metros en cualquiera de sus ejes, con profundidades no superiores a los 2 ó 3 m, al igual que las formas alargadas de deflación.

Posteriormente las crestas de las dunas (Fig. VII-15) y los mantos arenosos son erosionados por el viento, dando origen a nichos o depresiones de deflación (blowouts), surcos de deflación (wind furrows) y depresiones que, por su tamaño, preferimos denominarlas cubetas de deflación. Los blowouts, en este caso, son de dimensiones mayores y de contorno más irregular. Los surcos de deflación, excavados en la dirección del viento dominante, ocupan cualquier posición morfológica, lo mismo que los blowouts; están en las crestas de las dunas, en las áreas interdunares o sobre los mantos de arena. Pueden alcanzar ^{surcos de deflación} una gran longitud, centenares de metros, y profundidades apreciables: 3, 4 ó 5 m. Su anchura es varias veces menor que su largura.

En la Llanura aluvial de San Juan, existen formas deprimidas, excavadas por la acción del viento, temporalmente inundadas, de estilo ovalado, cuyos ejes principales miden, en la más grande de las cubetas de deflación, 600 m y 500 m, respectivamente.

- *Discusión y conclusiones*

En la España peninsular, como hemos visto en la introducción, los ambientes posibles actuales o paractuales generadores de formas eólicas de acumu

lación o de erosión, son múltiples: van desde las zonas templadas y húmedas de las costas gallegas, asturianas y cantábricas a las zonas templado-cálidas semiáridas o áridas del interior y litorales de la España mediterránea y meridional. A pesar de que muchos autores consideran a las dunas, inequívocamente, como prueba de aridez, ellas por sí mismo no lo prueban (FAIRBRIDGE, 1968). Hoy hay dunas costeras activas en regiones tropicales con fuerte lluvia, como en ciertas partes de Queensland (BIRD, 1965, y JENNINGS, 1965, en FAIRBRIDGE, o.c p. 825) y en el Sur del Brasil.

En Europa la mayoría de los investigadores han considerado las acciones pleistocenas del viento (dunas, pavimentos, cubetas de deflación etc), conectadas con ambientes periglaciares. Desde Fenoscandia (SEPPALA, 1971, 1972), donde las dunas continentales están estrechamente relacionadas con depósitos glacio-fluviales, a la Europa Central y más meridional. Para TRICART (1956) las arenas de las Landas, son niveo-eólicas. MARY (1964), describe un modelado eólico periglaciario, relativamente reciente, en los alrededores de Mans.

Inclusive FAIRBRIDGE (1968 y 1964, en GLENNIE, 1970), propuso la coincidencia de formación de dunas en las áreas desérticas, con las glaciaciones polares. Aunque, recientemente, el mismo TRICART (1970 p. 145 y 146) escribe que las dunas de la Europa Central son post-glaciales y no corresponden a un periodo realmente frío. Otros autores llegan aún más lejos al afirmar (CLEVERINGA, DE GANS, KOLSTRUP y PARIS, 1977, p. 242) que, la actividad eólica ha podido tener lugar en Holanda, no solamente durante los intervalos más secos y fríos, sino también durante los periodos más húmedos y cálidos, con una vegetación abierta durante el gran último glacial y el principio del Holoceno.

En España, hasta el momento, se ha identificado cualquier tipo de accionamiento eólico con condiciones periglaciares o frías. HAMELIN (1958) en la españa del Norte y Central, PAQUET y VAUDOUR (1974) en la desorganización de los suelos de las cubetas semiendorreicas de la región de Madrid.

Este es el estado de la cuestión en un repaso apresurado. Para nosotros sería muy cómodo asignar un clima frío y seco para el tiempo de construcción de las dunas, pero esta hipótesis la utilizaremos, solamente, a falta de mejores datos.

. Las características texturales y mineralógicas de los arenales de la Llanura manchega, no son muy distintas a las publicadas en otras regiones Europeas. Nuestras arenas, recordamos, son unimodales o marcadamente bimodales con un PHI Skweness positivo (en la Cuenca del Duero se han citado valores negativos, ALCALA DEL OLMO, 1972, 1974 oo.cc.), y están moderadamente clasificadas, lo que nos indica una madurez relativa. Dominan los minerales resistentes o muy resistentes a la desintegración (CAILLEUX y TRICART, 1959), y en cuanto a la morfoscopia de grano, para fracciones semejantes, los no desgastados y los redondeados mates, en porcentajes, son comparables con los obtenidos en la Cuenca del Duero (ALCALA DEL OLMO, oo.cc.) y en Polonia, por DYLIKOWA (1969) y DILIK (1969). Aunque bien es verdad, que en esas partes centro-europeas, los redondeados mates son más abundantes con la edad. Tanto en la Llanura manchega como en la Cuenca del Duero, los subredondeados mates pueden ser mayoritarios. DYLIKOWA (o.c. págs. 55 y 56), compara las dunas interiores de Polonia con las arenas desérticas del Gran Erg Occidental, estudiadas por CAILLEUX y TRICART (o.c.); concluye que una característica particular de las dunas desérticas, es que tan solo existen dos categorías de grano, y que una domina sobre la otra, lo que le

lleva a enunciar que las dunas saharianas son mucho más homogéneas de material que las dunas polacas.

Un hecho común, en los ejemplos señalados y en la Llanura manchega, - es que los granos presentan trazas de transporte combinado : hídrico y eólico. En los arenales manchegos resulta difícil señalar con precisión, si las marcas del transporte hídrico se han originado antes o después del transporte eólico. Lo lógico dada la naturaleza de las fuentes arenosas y que el desplazamiento - no ha sido largo, es que los granos eolizados conserven las improntas fluvia- les, aunque esto no excluye que accionamientos acuosos posteriores, hayan re-- trabajado las formas de los granos, en algunos sectores.

. La morfología dunar de la Llanura manchega sugiere condiciones bio geográficas varias. Las dunas parabólicas se han referido comunmente a climas subhúmedos con alguna vegetación (SMITH, 1965, BUTZER, 1965, etc), lo mismo - que las dunas cónicas y longitudinales. Otras, en cambio, como los barkhanes y dunas transversas, parecen indicar mayor aridez y ausencia de vegetación. Las dunas arcillosas (clay dune), son conocidas solamente (PRICE, 1963, en PRICE, 1968, p. 126) en climas áridos y cálidos, y no se ha señalado ninguna en cli-- mas húmedos o fríos.

presencia cercana de playa-sabanas

. Dinámicamente se admite, en las dunas interiores, que las dunas parabólicas constituyen la etapa culminante o fase principal (DYLIKOWA, o.c.) , mientras que las transversas y longitudinales parecen las formas finales de la fase principal con dunas parabólicas. En la Llanura aluvial de San Juan se han dibujado dunas posiblemente en este estado (Fig. VII-15, b,d,e,g), en vías nue-- vamente de transformación, por la acción de los vientos efectivos del SW. Otras

asociaciones dunares, están en la fase de destrucción, como las dunas elongadas upsiloides del cordón arenoso de Casas de los Pinos-Casas de Haro.

. Un repaso a los apartados y líneas anteriores, creo que nos autoriza a señalar, a falta de otros datos que comentaremos inmediatamente, que en la España central los accionamientos y paisajes eólicos son multiciclíficos. En la Cuenca del Duero hemos nombrado (PEREZ-GONZALEZ, 1979 o.c.) grandes cubetas de deflacción sobre la Superficie de Alaejos, de posible edad pleistoceno medio-medio o inferior. En el sistema fluvial cuaternario braided de Arevalo (CORRALES, CARBALLEIRA, CORROCHANO, POL y ARMENTEROS, 1978; CARBALLEIRA, CORRALES y POL, - CARBALLEIRA y POL, CARBALLEIRA y ARMENTEROS, paradas 12, 12' y 13, I. Reunión - sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979), observamos, acompañado por SANCHEZ DE LA TORRE, granos redondeados y subredondeados picoteados y mates, en las láminas de las estructuras fluviales. Los últimos autores arriba citados, han corroborado "la presencia de ventifactos y granos de arena fina y gruesa que muestran claras evidencias de haber sufrido un proceso de eolización previo a su recogida e incorporación al sistema fluvial". Este sistema fluvial está relacionado con la Superficie de Coca, fechada tentativamente en el Pleistoceno medio alto. Del Pleistoceno superior hemos datado unas arenas pardas sobre los páramos y del Holoceno mantos eólicos, dunas y pavimentos.

Este dispositivo de acciones eólicas en el tiempo, en la Cuenca del Duero, también es posible denunciarlo en la Llanura manchega. La acumulación de arenas eólicas más antiguas sería para nosotros, el complejo dunar de San Clemente, en la margen derecha del río Rus o sector E (Capítulo VI). Aquí las dunas, irregulares y de grandes dimensiones, son de textura areno-arcillosa y color rojizo amarillento (5 YR 7/8-6/8); soportan en superficie un suelo pardo ro

jizo, con los horizontes superiores (A, Bt) descarbonatados y un horizonte Cca inferior con encostramientos difusos y columnares. El horizonte Bt (5 YR 6/8), presenta zonas con iluviación de arcilla de color rojo claro (2,5 YR 6/8-5/8). Estas dunas serían posteriores a la terraza de +6-8 m y reposan sobre la terrazza baja del río Rus de edad pleistoceno superior. Las colocamos pues a estas dunas, en algún momento del Pleistoceno superior medio.

Los limos eólicos, loess-like, que en posición marginal a la zona estudiada, envuelven o rodean a las estribaciones más orientales de Montes de Toledo (Sierra de la Horca, Frontón y Navaio), son de color rosado (7,5 YR 7/4 6-8/4), con nodulizaciones de carbonato, y productos arenosos localmente intercalados, lo que denota en parte su origen "coluvial". Derivarían, en buena medida, de las llanuras aluviales limo-arcillosas y a veces salinas de los ríos Cigüela y Guadiana. Su cronología podría estar próxima a la establecida para los limos de los tejares de la Concepción (Toledo), por ALIA MEDINA y RIBA (1957), y BENAYAS y RIBA (1961). Serían limos "Wurmenses", tan abundantes en los encajados valles de los ríos Jarama y Tajo.

Más difícil todavía nos parece ordenar en el tiempo, el resto de los arenales de la Llanura manchega. Es indudable que las dunas y arenas de la Llanura aluvial de San Juan, son posteriores al aluvionamiento de su fondo que contiene industria Musteriense. No dudamos en establecer una fecha Holocena, para las dunas arcillosas en lunette, ^{playa} que bordean a sotavento la playa situada al SE de Alcazar de San Juan. Pero, para las otras acumulaciones del gran campo dunar de la Llanura aluvial de San Juan, no tenemos una opinión formada. Es evidente que su historia es larga y complicada, y no sería de extrañar que -- arrancara del Pleistoceno superior.

En la Llanura manchega oriental las dunas parabólicas cubren depósitos y accidentes geomorfológicos antiguos. Es claro que son posteriores a los mismos. El único dato revelador es que la tercera fase es de génesis muy reciente, son dunas vivas. Los otros dos sistemas, de dunas parabólicas, por su escasa o nula cementación, no las consideramos muy alejadas de los tiempos presentes, - sin mayores precisiones.

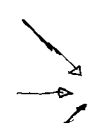
. Comprendemos que es prematuro hablar de la zonalidad del relieve dunar en la España central; desconocemos, casi totalmente, las relaciones espaciales y cronológicas de los complejos dunares y de la acción del viento constructor-destructor, en general. A pesar de todo, en el reducido ámbito geográfico de la Llanura manchega, el estilo y morfología de las construcciones dunares son distintos. Menores analogías parecen corresponderse, con la Cuenca del Duero. A pesar de todo es posible que las fases de construcción de dunas hayan sido sincrónicas en la meseta, y que las diferencias observables, sean debidas únicamente al medio geológico-fisiográfico, local o regional, y a los variables estados del viento.

. En la Llanura manchega, los vientos efectivos (Fig. VII-14) que han formado las dunas, provienen de muchas direcciones. Hay, sin embargo, una diferencia remarcable de un sector a otro. En el campo dunar de la Llanura aluvial de San Juan, los vientos efectivos, son multidireccionales y en el cordón arenoso de Casa de los Pinos - Casas de Haro son básicamente unidireccionales.


En este último sector oriental las dunas parabólicas de la primera fase han sido construidas por vientos unidireccionales del Oeste (270°) o ligeramente más tendidos (278°). En las dunas de la segunda fase los vientos construc

tores no son tan constantes. Soplaban del Oeste o SW (270° y 250°), pero la asimetría de las dunas y el retoque del brazo sur, nos incita a considerar - una segunda componente del SE, que inclusive ha dado origen a una duna parabólica (Fig. VII-16), con eje morfológico de dirección 115°. Los vientos de la tercera fase, con mucha menos fuerza que los anteriores, pueden ser del SW (245°) o del punto 278°.

En el área dunar de la Llanura aluvial de San Juan, después de 43 observaciones de direcciones de transporte de material, los vientos efectivos provienen:

- Del Oeste el 44%.
 - Del NW el 30%.
 - Del SW el 20%.
 - Y otros del NE, SE y Este.
- 

Los blowout dunes y las dunas "longitudinales" y transversas están -- formadas preferentemente por los vientos del Oeste y SW. Sin embargo grandes dunas parabólicas se han desarrollado a favor de los vientos del NW, así como algunas formas del tipo barkhan. Los nichos y cubetas de deflación, orientan sus ejes mayores, también preferentemente, en las direcciones Este-Oeste y SW NE. El juego alternativo del viento, en este sector, queda bien reflejado por la presencia ocasional, de dunas reversas.?



En los territorios centrales de la Cuenca del Duero, los vientos efectivos, responsables de los distintos procesos de erosión y acumulación de origen eólico, en el tiempo, son los vientos del SW (PEREZ-GONZALEZ, 1979).

El régimen de vientos actuales de la Llanura manchega (ver Capítulo II), podemos sintetizarlo partiendo de los datos de las siguientes estaciones:

Ciudad Real, vientos prevalentes del Oeste todo el año, soplan con mayor frecuencia del mes de Marzo al mes de Septiembre, y -- con menor de Octubre a Febrero, con un máximo en el mes de Julio.

Los vientos subdominantes del SW, son más frecuentes, de - Abril a Julio y de Diciembre a Febrero, con un mínimo de - los meses de Septiembre y Noviembre.

Los vientos del NW, son poco activos en cualquier época -- del año.

Los vientos del Este, son dominantes los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre, y relativamente constantes el - resto del año.

Albacete, los vientos que más nos interesan son los del SE, prevalentes junto con los del Sur, los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre.

Comparando estos resultados con los paleovientos de la Llanura manchega llegamos a la conclusión de que los vientos prevalentes actuales tienen direcciones y sentidos semejantes a los vientos efectivos del pasado que han formado las dunas de la Llanura manchega. Inclusive esta norma, es aplicable a los te--

territorios centrales de la Cuenca del Duero. A conclusiones parecidas de vientos y paleovientos, en el Sahara, han llegado MAINGUET y CANON (1976 p. 249) para estas autoras "los vientos del Sahara no han cambiado en sus grandes líneas de una fase árida a otra" desde el Pleistoceno inferior.

. Otra cuestión es la capacidad del viento al transporte de arena. Sabemos (BAGNOLD, 1941), en primera aproximación, que la cantidad de arena transportada es proporcional al cubo de la velocidad del viento³, por eso, en general "velocidades máximas duraderas solamente cortos periodos de tiempo, son más importantes para el movimiento de la arena que las velocidades medias de los vientos" (SEPPALA, 1974 p. 218). Nosotros no tenemos datos de velocidad máxima o instantáneas (rafagosidad) de los observatorios de Ciudad Real y Albacete, pero sí frecuencias en porcentajes, anual y estacional, de la velocidad del viento en varias estaciones (Capítulo II).

Nuestras arenas se agrupan, mayoritariamente, en la fracción 0,5-0,125 mm, y de un 70 a un 90% de los granos de arena, se han movido por saltación - (Capítulo VI). Estudios empíricos de campo o en túneles de viento, han tratado de establecer las velocidad críticas de transporte de sedimentos a distintas alturas sobre el suelo. SEPPALA (1969, 1971 y 1974) después de estudios y trabajos empíricos de campo, llega a la conclusión de que la fuerza del viento constructor de las dunas finlandesas, corresponden a velocidades de 10,8 a 17,1 m/s, y que la velocidad necesaria, a 2 m de altura, para transportar arena en el mes de Junio es de 6 m/s. SEPPALA y LINDE (1978) han estudiado también en un tunel de viento la formación de ripples. Esta experiencia ha demostrado que la velocidad crítica para mover arena fina no mayor de 1 mm, medida a 10 cm de altura, es del orden de 3,8 a 4 m/s.

14 km/h

Los autores de la Europa Central (DYLIKOWA, 1969, págs. 54 y 55, o.c.) consienten velocidades del viento de 6 a 8 m/s para la fase de acumulación eólica principal, en las fracciones por debajo de 1 mm y para ellos la velocidad crítica para la puesta en saltación de los granos es igual a 4 m/s.

Las partículas arcillosas o limosas se sedimentan en cambio con velocidades del viento más bajas, y su transporte y deposición pueden interpretarse con la teoría de la difusión atmosférica (OLSON, 1968). Su velocidad de caída libre, para granos con tamaños entre 0,01 y 0,06 mm oscila entre 2,8 y 50 cm/s (datos de MOLDVAY, 1957, modificados de KUKAL, 1970, en REINECK y SINGH, 1975, p. 186).

En la Llanura manchega la frecuencia anual en % de la fuerza del viento (Capítulo II), es máxima entre los 5-6 y 25-28 km/h y estacionalmente, por lo menos en el observatorio de Albacete, las frecuencias en % de la velocidad del viento mayores de 25 km/h, alcanzan una frecuencia en % más alta en primavera y verano que en otoño e invierno. Las calmas, en Ciudad Real, son más notables en los meses de Noviembre, Diciembre y Enero, y mínimas en Marzo, Abril y Mayo.

Estas frecuencias en % de la velocidad del viento, anual y estacional, además de los óptimos de insolación y humedad, son suficientes para que en la primavera y verano, en la actualidad, los vientos transporten limos y arcillas, transformen las crestas de las dunas, erosionen los nichos y surcos de deflación, construyendo anillos de arena a sotavento, solizen los cantos expuestos en superficie y hagan avanzar las dunas (dunas vivas) de la tercera fase hacia oriente.

. El viento como agente constructor-destructor en la España central, con un clima semiárido de régimen lluvioso estacional y con marcada continentalidad, es una consecuencia, en parte, de la desforestación histórica, pero esto también viene a demostrar que un incremento de la aridez bien sea en un sentido o en otro, "Desierto frío" o "Desierto caliente", puede provocar esta morfogénesis.

Los depósitos de loess s.l. por si solos no nos dicen nada. El Loess Centro europeo se acumuló según LOZEK, (1965) en un territorio abierto con ba-
jas temperaturas, mientras que REED (1965) piensa que el loess de Nebraska se depositó bajo condiciones de relativa alta temperatura, por el fuerte color - del sedimento y su alto porcentaje en arcillas; estas últimas características son comunes a nuestros materiales tipo loess-like. BRUNNACKER (1969) encuentra, en la España mediterránea, facies loessicas áridas hacia el "pleniglaciario", y facies loessicas más húmedas. No olvidemos que limos y arcillas, procedentes de áreas desérticas, ocupan amplias extensiones en las estepas circundantes (REINECK y SINGH, 1975).

Los pavimentos de deflación que tan generosamente están repartidos en Campo de Montiel, en las facies canalizadas antiguas expuestas al viento, y en los aluvionamientos más modernos de la Llanura manchega, requieren según la mayoría de los autores: fuertes vientos, una topografía abierta, un mínimo de vegetación y una cantidad suficiente de arena para alisar y modelar los cantos; estos condicionantes imperan actualmente en muchos puntos de la Llanura manchega y Cuenca del Duero. Esta labor de deflación provoca, inclusive en el presente, junto con la acción del lavado superficial de finos, amplios empedrados en posiciones morfológicas diversas. No es raro encontrar en la Llanura alu-

vial del río Duero en Castronuño, desprovista de los limos de inundación, cantos eolizados y ventifactos, que denotan una génesis muy cercana a nosotros.

Las dunas arcillosas (lunettes), posiblemente Holocenas tardías, se han edificado en unas condiciones climáticas totalmente semejantes a las actuales, y hasta es posible que en la fase principal, el clima fuera más seco y caluroso.

Los altos contenidos de arcilla en las dunas de la Llanura aluvial de San Juan, con las reservas que imponen la falta de cortes y el tipo de muestreo realizado, rápidamente nos sugiere un régimen climático alternante, de periodos húmedos y periodos secos, capaz de producir encharcamientos y momentos de sequía. La acción subsiguiente del viento sobre las playas secas limo-arcillosas-salinas, interdunares o de llanura aluvial, levanta, conforme el mecanismo ya explicado, agregados ricos en arcilla, que incorpora a las dunas arenosas en formación.

Como ya hemos visto el régimen de vientos del pasado se corresponde muy bien con el actual. Esto significa que ambos cuadros sinópticos generales del tiempo, coinciden en grandes líneas entre sí. Sin embargo hay dos hechos que nos interesa destacar. Uno, es la importancia de los vientos del NW, en el complejo dunar de la Llanura aluvial de San Juan, y el otro que hay pa-leovientos efectivos del SE, en el cordón arenoso de Casa de los Pinos - Casas de Haro.

Los vientos del NW, en el presente, apenas si juegan un discreto papel en la rosa de los vientos de la Meseta Sur. Los vientos del SE, que tan

sólo afectan a las dunas parabólicas de la segunda fase, son prevalentes los meses de verano. Estas dos apreciaciones y el dispositivo morfológico de las dunas en la Llanura manchega, nos permiten asegurar que:

- a pesar de la concordancia entre los vientos prevalentes presentes y los paleovientos efectivos, dunas parabólicas con sus brazos alargados al NW, nos incitan a considerar que: cuadros sinópticos del tiempo constructores de dunas en el pasado reciente, no son muy típicos en la actualidad.
- la estacionalidad en la construcción o transformación de algunos de los edificios arenosos.

. Queremos concluir diciendo que consideramos el paisaje dunar conservado multicíclico, generado en algunas de sus fases en un clima parecido al actual, quizás algo más seco, por debajo de los 350 mm como media anual, y cálido. En otros momentos, es posible, que vientos del tercer y cuarto cuadrante, más fuertes, frescos y poco húmedos, barriesen los territorios de Castilla la Vieja y Submeseta meridional, con una vegetación clareada y arbustiva.

7.4. DEPRESIONES INTERIORES Y FORMAS KARSTICAS

Con este título englobamos un modelado generado por la conjunción de diversos procesos y acciones, cuyos efectos más conspicuos en la Llanura manchega son: las depresiones, hundimientos u hoyas, las cuencas de drenaje interiores y las formas kársticas por disolución.

7.4.1. Las cuencas de drenaje interiores

Nosotros como DANTIN CERECEDA (1942, p. 505), pensamos que "el fenómeno general del endorreísmo-aguas, estancadas o corrientes, privadas de desagüe continental, alojadas en cuencas hundidas y cerradas, sin salida al mar, alcanza en España extensión e importancia tales que puede y debe utilizarse como uno de sus rasgos fundamentales para definir la fisiografía de la Península Ibérica". Las primeras noticias acerca del endorreísmo español, son del propio DANTIN CERECEDA (1922, p. 254). Alude a la Mancha centro-occidental, a sus lagunas y salobrales, como testigo del difícil desague de la región, donde los cauces no están del todo definidos, y la sequía extrema del clima acentúa en las lagunas su riqueza salina.

Un doble dispositivo morfológico y sedimentario, podemos establecer en la Llanura manchega. A oriente cubetas endorreicas, con cuencas de drenaje, más o menos desarrolladas, que transportan al núcleo de la depresión detrítica los gruesos (gravas y cantos, limos y arcillas). A occidente, áreas endorreicas y semi-endorreicas, caracterizadas por lagunas y encharcamientos semipermanentes o estacionales, con depósitos de fangos salinos y cuencas de drenaje reducidas con alimentación en ocasiones alógena.

- Los focos endorreicos de la Llanura manchega oriental.

El foco endorreico de La Roda, es la mayor cuenca de drenaje interior de la Llanura manchega central y oriental (Mapa geomorfológico general A, fuera de texto). Este área endorreica tiene una cuenca de drenaje, desarrollada

en dos ambientes litológicos y estructurales distintos. El sector comprendido dentro de la Llanura que ha evolucionado en un paisaje calizo, fácilmente alterable por corrosión y de estructura tabular, presenta unas características físico-geológicas muy distintas, a las establecidas en la vertiente que drena a Campo de Montiel. Aquí las redes, que inciden en las calizas y dolomías jurásicas, suavemente plegadas y basculadas hacia la cuenca, tienen un funcionamiento estacional o intermitente y flujos de agua alcanzan, en las máximas avenidas, las partes bajas de la depresión. La cuenca-vertiente de Campo de Montiel es la que aporta los materiales (limos, arcillas y cantos rodados) que van colmatando las amplias vallonadas, excavadas en las calizas pliocenas, de la Llanura manchega.

La expansión de la cuenca de drenaje en la Llanura ha seguido pautas distintas. Los procesos de corrosión lateral (NICOD, 1967), unidos, probablemente, a una cierta acción de ablación y corrosión fluvial, en su momento, han generado valles de fondo plano, hoy desprovistos de cualquier tipo de cobertura original. La morfología de estos valles en detalle, es complicada. Están salpicados por chicots de cima plana y extensas plataformas estructurales. Estas depresiones son en realidad valles secos desconectados, en la actualidad, del núcleo de la depresión que se encuentra a unos 700 m de altura absoluta. El fondo de la depresión está formado por una dolina abierta, en los dos extremos de su eje mayor, con planta sensiblemente elíptica. Esta configuración claramente influenciada por un relieve plano, la podemos asimilar a un karst endorreico (LLOPIS, 1970), tan abundante en otros puntos de la Llanura, aunque siempre con menor desarrollo. Al factor topográfico se suman además factores estructurales, el más evidente es la inclinación convergente de las superficies erosivas, superior e inferior de la Llanura manchega, al núcleo de la

depresión.

La cuenca-vertiente de Campo de Montiel, con unos 145 km^2 de superficie de drenaje, está recorrida por numerosas cañadas, como las de las Tasoneiras, Santa Marta, del Viento, etc. Un hecho singular es que la Cañada del Verdusal, formaba parte en la época de formación del abanico antiguo, de esta -- cuenca de drenaje interior. La conexión se efectuaba a través de un sistema -- de dolinas y uvalas abiertas a los valles principales.

El foco endorreico de Sisante con una cuenca de drenaje de unos 36 km^2 , está avenada por cauces difusos que concurren en una depresión rellena. Este foco endorreico es también claramente asimétrico, litológica y estructuralmente. Al Sur y SE aguas de escorrentía lavan los depósitos aluvionares -- del Sistema aluvial del río Júcar. La flexión estructural de la Plataforma de Tebar forma la vertiente nororiental, de la cuenca interior de la depresión -- de Sisante. El núcleo de la depresión (a unos 760 m), con un área aproximada de 2 km^2 , puede tener su origen en una antigua forma de disolución, construida a favor de las calizas y dolomías cretácicas.

El foco endorreico de Casas de la Pinada, es otra cubeta marginal situada próxima a la línea de contacto mesozoico-terciario, al SW de San Clemente. El fondo irregular de la cubeta a 714-718 m, está excavado en las arcillas, areniscas y margocalizas pliocenas. Esta depresión con un área de unos 6 km^2 y un eje mayor de 5 km, orientado en la dirección Este-Oeste, está limitada -- al Sur por las superficies estructurales calizas, que soportan al Sistema -- aluvial del río Júcar, y al NW por la terraza baja del río Rus. Su cuenca de

drenaje es de unos 25 km² está impuesta en los relieves mesozoicos de Sisante-Vara del Rey. Las enjutas vallonadas, colectoras ocasionales de las aguas de arroyada, apenas transportan a la zona de convergencia cargas sólidas, por lo que el fondo de la cubeta está desprovista, por lo general, de materiales extraños, aflorando los sedimentos pliocenos. El origen de esta depresión y su evolución posterior, es hasta cierto punto enigmático y vamos a recurrir para su explicación a hipótesis morfogenéticas muy parecidas a las expresadas por MENSUA e IBÁÑEZ (1975), para los alveolos de la Depresión del Ebro.

Esta hoya de fondo somero e irregular, se ha desarrollado a favor de la línea de contacto entre las gravas de la terraza baja del río Rus y las plataformas estructurales margo-calizas pliocenas. Es un caso típico de inversión del relieve producido por una erosión diferencial, en nuestro caso ayudada por la relativa solubilidad del substrato plioceno.

El problema principal es la evacuación de los materiales, una vez -- que la hondonada ha progresado en los sedimentos infrayacentes. En este punto diremos, que la acción del viento es, desde nuestro punto de vista, el agente principal. Esta opinión también la sustentamos para la génesis final de una hoya elíptica cerrada, que con fondo desnudo y de grandes dimensiones, está excavada en las arcillas yesíferas triásicas de Campo de Criptana. Serían depresiones de deflacción (deflation hollow, GLENNIE, 1970), cuya evolución ha dependido de los siguientes procesos:

- Una primera fase de alteración química y mecánica en las líneas de contacto; estos primeros productos de alteración son fácilmente transportables por la acción del viento y la escorrentía super

ficial.

- Una vez desconectadas las incipientes depresiones de los niveles de base locales, un doble proceso (MENSUA e IBÁÑEZ, 1975 o.c.) - interviene en su formación: en primer lugar, se origina la desintegración del material rocoso y su posterior concentración en las partes deprimidas de la depresión, durante los periodos húmedos; en segundo lugar, el material se disgrega por la dsecación durante los periodos secos, y es evacuado a continuación por la deflación del viento.

Este tipo de cubetas, generadas en climas áridos o semiáridos, reciben también el nombre de depresiones hidroclícas, por los procesos que han intervenido en su formación. No queremos acabar estas líneas sin señalar que marginalmente a las dolinas de fondo cubierto de la Roda, hemos encontrado dunas irregulares limo-arcillo-arenosas. Estas acumulaciones a las que podemos añadir las dunas arcillosas de la Llanura aluvial de San Juan, demuestran que no es disparatado suponer una morfogénesis hidroclíca para algunas de las depresiones de la Llanura manchega. En cualquier caso, el viento, unas veces como agente principal y otras con papel más secundario, es corresponsable de este modelado de disección y de la evacuación de los sedimentos.

- El endorreísmo salino de la Llanura manchega central.

Otra manifestación del endorreísmo de la Llanura manchega, son las lagunas y encharcamientos temporales con sedimentación salina. Las caracterís

ticas de este endorreísmo también son complejas y los dispositivos geomorfológicos son varios.

Estudios acerca de la sedimentación salina actual, han sido realizados en numerosos focos endorreicos periféricos a la Llanura manchega en los últimos años (ORDÓÑEZ, GARCIA DEL CURA y MARFIL, 1973; DE LA PEÑA, MARFIL et al. 1975; MARFIL, BERMEJO y DE LA PEÑA, 1975; DE LA PEÑA y MARFIL 1976; SORIANO, - MARFIL y DE LA PEÑA, 1977; GARCIA PALACIOS, MARFIL y DE LA PEÑA, 1977; BUSTILLO, GARCIA DEL CURA et al. 1978), algunas conclusiones interesantes son:

- La composición mineralógica principal es de sulfatos (hexahydrata epsomita, bleodita, etc), cloruros (halita), y en menor proporción carbonatos (dolomita y calcita).
- La composición geoquímica de las aguas es sulfatada - magnésica y clorurado-sódicas, con pH entre 6,5 y 9,2.
"sa sra"
- Las paragénesis resultantes, son debidas tanto a la diferencia hidroquímica de las aguas, como a las reacciones diagenéticas entre las sales y las salmueras.
- El yesso está siempre presente en los perfiles verticales. La halita es más abundante en los niveles superficiales. La calcita y la dolomita, mucho más raras, se encuentran en los niveles de limos superficiales, bajo las eflorescencias.

En la Llanura manchega los análisis de óxidos realizados por nosotros, confirman el carácter general de la composición mineralógica: altos porcentajes de SO₃ (37 a 39%) y CaO (31 a 34%), y muy bajos porcentajes, menor del 4% en cualquier otro óxido, de Al₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O, etc.

Las playas* (estepas halófilas, quizás, preferiblemente, estepas halófilas-gipsófilas), están en posiciones morfológicas diferentes:

- En las líneas de contacto entre formaciones sedimentarias.
- En los fondos impermeables de dolinas.
- En llanuras aluviales. *Tubos de la m. d.*
- En zonas interdunares abiertas o cerradas.

Este dispositivo geomorfológico diverso, denota que las causas del endorreísmo obedecen también a factores diversos.

. Fondos salinos en las líneas de contacto entre formaciones sedimentarias, son los del SW de Casas del Tesonero y Casa de los Prados (ver mapa geomorfológico general, B). El primero de ellos es una pequeña playa de dimensiones hectométricas, que con cotas ligeramente inferiores a los 710 m,

* Utilizamos este término como sinónimo de Sabkha continental

se desarrolla en la línea de contacto entre la terraza baja del río Rus y las formaciones arcillosas rojas pliocenas. El foco endorreico de Casa de los Prados, a unos 706 m de altitud, es una extensa playa de unos 5,5 km² de extensión, drenada por los arroyos Romero y de los Prados que fluyen al río Rus. - Esta playa se dispone en la línea de contacto de la terraza baja del río Zán-cara con las series pliocenas rojas.

La alimentación de ambas, preferentemente pluvial, estaría asistida, sobre todo en el foco de la Casa de los Prados, por las aguas de escorrentía superficial y la elevación en las épocas de crecidas de los acuíferos de las terrazas de los ríos Rus y Zán-cara.

. Las lagunas de fondo de dolina (ver Fig. IV-6, Capítulo V) que en un sentido general podríamos llamarlas Cenote (FENELON, 1967, p. 29), son lagunas temporales o semipermanentes, alojadas en cavidades abiertas o cerradas de origen kárstico. Tienen en común, creemos, un fondo impermeable plioceno.

Un ejemplo típico sería la laguna más meridional de los dos de Alcahozo (669 m). La laguna en fondo de dolina, de Alcahozo Norte, desaguaba a -- través de un valle, hoy seco, a la Llanura aluvial de San Juan. Lagunas dispuestas en cavidades originadas por fenómenos de corrosión, son buena parte -- de los focos endorreicos, con sedimentación salina, situados entre el Pantano de los Muleteros y Pedro Muñoz; entre otras la laguna de Casas del Monte Chico, de Navaluenga, Manjavacas, etc.

El embalse o pantano de los Muleteros, con una superficie aproximada

de unos 3 km², es una cubeta interpuesta en el curso del río Záncara, desarrollada a favor de procesos de corrosión química y fluvial en las calizas pliocenas. En los periodos de sequía extrema, usualmente en los meses veraniegos, funciona como una laguna endorreica, a la que llegan los ríos de las Animas, Montreal y el mismo Záncara.

La alimentación de las lagunas es pluvial recogiendo las aguas lloviznas de sus cuencas de recepción, que en el caso de la Laguna de Manjavacas, es de regulares dimensiones. La aportación de flujo subterráneo es de orden menor, quizás es algo más intenso en el Pantano de los Muleteros. Hay que tener en cuenta que las capas calizas pliocenas, no parecen sobrepasar los 10-12 m de espesor y además se adelgazan considerablemente hacia el Norte hasta desaparecer. Las características geoquímicas de las aguas deben ser parecidas a las del Balneario de la Hijosa (sulfatadas-cloruradas), pues el sustrato plioceno impermeable está compuesto, en estas regiones, por facies arcilloyesíferas, similares a las que afloran en el fondo de dolina de la Hijosa.

La Llanura aluvial de San Juan y amplios sectores al occidente de ella, funcionan durante buena parte del año, como una gigantesca cuenca arreica con focos dispersos endorreicos. Aún en las épocas más propicias al exorreísmo, el lento discurrir de las aguas de los ríos Záncara, Ciguela y Córcoles (o acequia de Socuéllamos), y sus cauces de límites imprecisos*, provocan desbordamientos que inundan amplias áreas laterales a sus márgenes. Estas aguas muy ricas en SO₄⁼ y Ca⁺⁺, y con menor concentración de Mg⁺⁺, Cl⁻ (datos del

* En los últimos años los trabajos de saneamiento en algunos tramos de los ríos citados han modificado la geometría de sus cauces y consecuentemente su dinámica.

"Estudio preliminar de los recursos hidráulicos totales de la zona de la Mancha" M.O.P. 1970), originan durante la desecación una sedimentación de fangos y evaporitas.

Otras playas por su posición, están más relacionadas con la elevación del nivel de la tabla de agua subterránea. También hay playas que bordean los segmentos distales de abanicos aluviales, aunque su alimentación pensamos que en parte, proviene de aguas subterráneas.

Otro tipo de depresiones con sedimentos salinos, son las situadas en áreas interdunares. Un bello ejemplo de depresión cerrada, con depósitos evaporíticos, es la laguna de Cerro Mesado, al NE de la confluencia de los ríos Ciguela y Zánacara. Esta laguna tiene su origen, principalmente, en las aguas llovedizas. Los fangos evaporíticos provienen del lavado de las dunas arcillosas con agregados salinos, y su posterior depósito y concentración, por desecación, en el núcleo de la depresión.

En las altas avenidas del río Zánacara, aguas de desbordamiento (mecanismo generador bien conocido de las sabkhas interiores, GLENNIE, 1970), pueden inundar temporalmente, surcos interdunares abiertos en la dirección de penetración del flujo. Más internamente aparecen playas interdunares alimentadas por la elevación del nivel freático, durante esos momentos de crecida del curso fluvial principal.

Finalmente señalamos que las variaciones hídricas estacionales, que condicionan las fluctuaciones de los niveles freáticos superficiales, nos ha permitido separar en las cartografías realizadas playas húmedas y playas se-

cas, en función del grado de humedad y textura que estas superficies presenta
ban, en las fotografías aéreas tomadas en el verano de 1.956.

- *Causas del endorreísmo*

En la Llanura manchega, como en otras partes del país, las causas ge
nerales del endorreísmo hay que atribuir las a factores múltiples interrelacio
nados (DANTIN CERECEDA, 1940 y 1942; PLANS, 1969; IBÁÑEZ MARCELLAN, 1973 y -
1975; VAUDOUR, 1979). Multitud de factores o causas las hemos ido desgranando
en las páginas precedentes. Efectivamente el factor climático* (Capítulo II),
propio de la Llanura y de las áreas vecinas, es el desencadenante de una se-
rie de acciones que han permitido la pervivencia de algunas de las manifesta-
ciones activas del endorreísmo actual. Pero el motivo profundo está, en la --
evolución geotectónica de la Llanura en su sentido más amplio.

La ausencia de un drenaje interior suficientemente desarrollado, tie
ne sus causas en el comportamiento diferencial de la Llanura respecto a sus -
marcos, y a las características de la sedimentación que colmató su cuenca. Es
tos condicionantes primarios son para nosotros los siguientes:

- El rápido descenso del nivel de base del río Júcar, como conse--
cuencia del hundimiento progresivo del Arco Valenciano (ALIA MEDI
NA, 1972), dejó "colgado" al territorio que hoy conocemos como -
Llanura manchega.

* PLANS (o.c), sintetiza bien las condiciones climáticas del endorreísmo espa
ñol: a) bajos promedios anuales de precipitación, b) coincidencia de la má-
xima evaporación con el mínimo pluviométrico estival, c) desplazamiento de
las lluvias invernales hacia la primavera, lo que resta una parte del agua
precipitada por evaporación.

- La lenta subsidencia de la Llanura, respecto a sus marcos, y el ca
racter consecuente de los cursos fluviales, propició la erosión la
teral frente al crecimiento de los valles.
- La componente litológica caliza de las capas superiores de la cuen
ca es más proclive a la construcción de formas de absorción que va
lles epigeos. Este karst de cabecera (PLANS, 1969 o.c.), siempre -
ha regulado las aportaciones hídricas alógenas y los propios recur
sos hídricos superficiales de la Llanura.

Esta evolución geodinámica es la que justifica la suave topografía de la región, los amplios aluvionamientos fluviales generadores más tarde de los complejos dunares, los múltiples focos endorreicos kársticos y una red escuálida y apenas encajada. Pensamos que aun en los momentos de máxima humedad, durante los cuales se construían las terrazas y se rellenaba el fondo de la Llanura de San Juan, centenares de km², entre el río Júcar y el meridiano de Villarrobledo, tenían un régimen arreico y en el mejor de los casos endorreico. Creemos que esta es la prueba más palpable, de que el factor climático no ha sido un elemento decisivo, en la no organización de un aparato exorreico en la Llanura suficientemente evolucionado, aunque como DANTIN (1940, o.c. p. 87) diremos que la expresión mejor definida de la aridez actual es el endorreismo, - consecuencia actual, a la vez, de la evolución geológica y climática.

- *Edad del endorreismo.*

El endorreismo en la Llanura manchega, paradójicamente, no tiene edad. Ha sido un fenómeno constante durante todo el Cuaternario, aunque agudizado en los ép

timos climáticos. Algunas de sus expresiones son ciertamente muy actuales: las playas interdunares, las lagunas endorreicas en los fondos de dolina, los encharcamientos temporales en las llanuras aluviales, etc.

Sin embargo, podemos consentir dos momentos álgidos en el desarrollo del endorreismo, estrechamente ligados a la morfogénesis de la Llanura. El primero de ellos deriva de la metamorfosis del río Júcar, con la consabida pérdida de su carácter atlántico. Este momento es posterior al Pleistoceno medio-inferior. El otro se produjo una vez construida la Llanura aluvial de San Juan y las acumulaciones dunares, en ese sector, en fechas del Pleistoceno superior.

Tentativamente asignamos una edad del Cuaternario medio para el comienzo de la evolución del karst endorreico de La Roda, y de los muchos focos endorreicos de la Llanura manchega centro-oriental. Más tardíos nos parecen, por posición y relaciones, las cuencas de drenaje interiores de Sisante y Casas de la Pineda.

7.4.2. Formas kársticas

Muy lejos de nuestra intención es entrar en este apartado, en una discusión y análisis del relieve kárstico, de la Llanura manchega, y de los factores (GARCIA ABBAD, 1974) que han intervenido en su evolución y génesis.

El tema por lo importante, es merecedor de una monografía y sobre todo de un especialista en la materia. Nosotros, simplemente, aportamos una cartografía (ver Mapas geomorfológicos generales fuera de texto), donde hemos intentado plasmar, lo más objetivamente posible, los elementos de este modelado kárstico,-

y su posición en el contexto geomorfológico general. En las páginas que siguen esbozaremos brevemente algunos aspectos descriptivos y señalaremos la influencia de la estructura (fracturas, diaclasas, etc.) en los procesos de dolinización.

- *Formas de absorción.*

Las formas de absorción cerradas son las formas exokársticas mejor representadas en la Llanura manchega. Muchos de los elementos de un relieve kárstico se han inventariado en la región: dolinas, uvalas, valles ciegos, péridas y valles muertos o secos.

., Dolinas. Si atendemos a sus características morfológicas y evolutivas, las podemos clasificar en los siguientes tipos más comunes:

dolinas circulares o semicirculares.

dolinas elípticas.

dolinas elongadas

dolinas disimétricas

dolinas abiertas

dolinas con chicots

dolinas compuestas

dolinas de karst subyacente

Un rasgo general a la mayoría de estas formas es su fondo plano y cubierto, son dolinas en artesa, distintivas de los karst de régimen pluvial (LLO PIS, 1970), donde la profundidad de la dolina, es varias veces menor que la lon

gitud de su eje mayor. Existe una clara relación entre la profundidad, el tamaño de la dolina y el desarrollo de sus vertientes interiores. Hemos observado que a mayor profundidad, corresponde un mayor dimensionado de la dolina y por lo general bordes más netos y con pendientes más rápidas. Las pequeñas o medias dolinas, son de borde cubierto y paredes menos inclinadas.

Las dimensiones, como es de suponer, son muy variables. Las grandes dolinas pueden alcanzar los 1.000 ó 1.300 m de diámetro máximo, y profundidades del orden de los 10 a 15 m.

Un caso particular son las dolinas de karst subyacente (ver FENELON, 1972, p. 49). Estas formas kársticas han evolucionado bajo una cobertera aluvionar, concretamente los depósitos del Sistema aluvial del río Júcar. No -- creemos, a no ser en algún caso muy concreto, que nos encontremos ante un -- karst cubierto. Los sedimentos fluviales no fosilizan la depresión sino que -- se adaptan al volumen subyacente construido.

. Uvalas. Estas formas conjugadas de dos o más dolinas, ocupan una gran extensión superficial en la Llanura manchega. Sus contornos, muy irregulares y caprichosos, denotan su origen. Muchas de ellas conservan chicots o cerritos de cima plana, que son los relieves residuales de las zonas de enlace entre dolinas. Las grandes uvalas del Campo de Minaya o de La Roda, con -- áreas de 3 a 5 km² y profundidades de 5 a 18 ó 20 m, pueden alargarse en dirección NNE hasta 4 km. En el Campo de San Juan las uvalas, son de dimensiones más reducidas. Tan sólo una de ellas, abierta en la prolongación del -- escarpe meridional de la Llanura aluvial de San Juan, tiene dimensiones apreciables, con un eje mayor de 4 km y un eje perpendicular máximo de 1,5 km.

. Valles ciegos, pérdidas y valles secos. El relieve kárstico de la Llanura, está marcado por numerosos valles de corto recorrido que finalizan, - bruscamente, en otras formas superficiales cerradas del Karst. El agua cuando temporalmente, o esporádicamente, circula se sume en la depresión. Es evidente que no nos encontramos ante verdaderos valles ciegos o valles ciegos primarios de CVIJIC (en SWEETING, 1972, p. 11). Muchos de los modelos observados se asemejan más a un Karst endorreico (LLOPIS, 1970, o.c.), que desarrollan redes de fluencia hacia una depresión ya constituida. Sin embargo, es conocido que una larga evolución va transformando la morfología del valle ciego, en la zona permeable, por procesos de corrosión lateral, lo que origina el retrotraimiento - de las paredes del valle hasta que este se asemeja a una uvala (GAMS, 1968, LLOPIS, o.c.). Este mecanismo es el que nos parece más apropiado para la génesis de algunas depresiones de la Llanura. Los valles ciegos son transformados en - valles secos o muertos. Quizás un ejemplo sobresaliente es la importante depresión de Casas de Guíjarro (ver mapa geomorfológico A, fuera de texto). Su cabecera impuesta en materiales impermeables se resuelve hacia el centro de la - cuenca, en el sentido del cambio lateral de facies, en uvalas y dolinas complejas.

Otros valles, mejor jerarquizados, están privados de drenaje o están regulados (caso del río Záncara) por la absorción de las aguas en las zonas de pérdidas (LLOPIS, o.c.). Estos valles funcionan solamente como colectores durante las aguas altas o en los flujos excepcionales.

- *Control estructural de las dolinas.*

Las dolinas y las uvalas están condicionadas, en su génesis y simetría por los ejes tectónicos determinados por las diaclasas. En la Llanura manchega central, Campo de San Juan, rosarios de dolinas se alinean en los rumbos --

de las fracturas visibles cartografiadas (ver Mapa geomorfológico general C, fuera de texto). En este sector de la Llanura un gran número de dolinas orientan - sus ejes mayores en dos líneas preferentes, de direcciones: N40°- 70° y N140° - 170°.

Medidas de las direcciones de los diámetros máximos en dolinas (100 unidades), en la Llanura manchega, agrupadas por intervalos de grados, confirman esas dos direcciones principales. Los valores porcentuales obtenidos son:

N 40° - 70°	27%
N 140° 170°	26%
N 90° 120°	21%
N 0° 30°	14%
Otras direcciones	12%

De estos cuatro paquetes de direcciones las grandes uvalas se desarrollan a favor de los orientaciones más o menos submeridianas (N 0°- 30°) y - transversas (N 90° 120°). En la Llanura manchega oriental, algunas uvalas, se - han formado en las líneas de contacto litológico-estructurales, de la terraza - de +60-70 m del río Júcar y la caliza pliocena, o entre los depósitos de la terraza baja del río Rus y los materiales margo-calizos pliocenos.

- *Formas de emisión*

Vamos a referirnos, solamente, a una forma de emisión hoy no funcional, situada algunos kilómetros al SW de El Provencio (Mapa geomorfológico B, fuera de texto). Es una paleoexsurgencia originada en un fondo de dolina de -

dimensiones regulares. Esta emergencia de aguas colectoras, que en régimen autónomo recogía infiltraciones diversas del aparato kárstico (LLOPIS, 1970, p. 159, FENELON, 1972, p. 41), se realizaba a través de 7 u 8 ponors, que posiblemente en la actualidad están semicolmatados -el toponímico local es el de Lagunas de las Celadillas- por descenso del manto freático. Estas aguas surgentes, una vez abierta la dolina, fluyeron a lo largo de un valle, que construyeron - en su recorrer, hasta alcanzar unos 5 km aguas abajo, el curso del río Zánca-
ra.

Este valle magníficamente conservado en la actualidad, presenta en -
planta un primer segmento del 1,5 km, fuertemente estrangulado. En su tramo me-
dio aumenta bruscamente su sección hasta los 600 m. En los alrededores de su de--
sembocadura al río Záncara, se bifurca en numerosos brazos excavados en las te-
rrazas del Sistema fluvial del río Guadiana. Este aparato morfológico, por su
evolución y génesis, tuvo el mismo significado que los Ojos del Guadiana, en -
la Llanura manchega occidental.

El valle que está parcialmente relleno por depósitos fluviales (3 a
4 m de espesor visto), está colmatado en amplios segmentos por dunas y arenas
de origen eólico. La sucesión sedimentaria es la típica de un curso fluvial nor-
mal: sets de arena media a gruesa con barras de fondo de canal que contienen -
cantos y gravas de caliza pliocena, cuarcitas y cuarzozos, en Tm de 3 cm y centi-
lo en tamaño bloque de caliza pliocena. La fuente del material estaría en los
aluviones de las terrazas preexistentes y en el substrato calcáreo plioceno. -
Las direcciones de paleocorrientes, medidas en las láminas de los sets areno--
sos, indican todas un sentido Sur. Corona a los sedimentos fluviales un suelo

pardo rojizo, con débiles movimientos de arcilla (5 YR 5/8), en el horizonte argílico, que tiene claras muestras de pseudogleyización (10 YR 7/8 ó 6/8) en profundidad. Un encostramiento difuso o columnar inunda las arenas y gravas subyacentes.

La edad de esta paleoexsurgencia y de sus depósitos asociados, la podemos situar aproximadamente, gracias al conocimiento del contexto geomorfológico general y al grado de madurez del suelo. Pensamos que su funcionamiento fue activo, durante el momento de deposición de la terraza baja del Sistema fluvial del Guadiana, o en una época inmediatamente posterior. Lo - que nos sitúa en algún momento avanzado del Pleistoceno superior.

575

CAPITULO VIII

ENSAYO DE SINTESIS EVOLUTIVA. CONCLUSIONES
GENERALES

I N D I C E

	<u>Pág</u>
8.1. LA EVOLUCION PRE-NEOGENO SUPERIOR	VIII-2
8.2. EL NEOGENO SUPERIOR	VIII-5
8.2.1. Consideraciones tectónicas generales previas..	VIII-5
8.2.2. La sucesión estratigráfica Mio-pliocena	VIII-11
- Cuencas del Júcar y Gabriel	VIII-11
- Campo de Montiel y Llanura manchega central	VIII-14
8.2.3. Las fases últimas de colmatación de las cuencas	VIII-15
- Las primeras implicaciones tectónicas	VIII-15
- Depósitos y procesos	VIII-16
8.3. LA EVOLUCION CUATERNARIA	VIII-20
8.3.1. El límite Plio-pleistoceno	VIII-20
8.3.2. La construcción de los valles fluviales	VIII-21
- Los ríos Júcar y Guadiana en la Llanura man- chega central y oriental.....	VIII-23
8.3.3. Los abanicos aluviales que provienen de Campo - de Montiel	VIII-25
8.3.4. Las depresiones y el relieve kárstico	VIII-26
8.3.5. La acción eoliana	VIII-28
8.3.6. Clasificación morfogenética de la Llanura man- chega	VIII-30

CAPITULO VIII

ENSAYO DE SINTESIS EVOLUTIVA. CONCLUSIONES
GENERALES

Este Capítulo final lo vamos a dedicar a la Historia geológica de - la Llanura manchega central y oriental, y a sus relaciones con los territorios circundantes. Asimismo nos va a servir para expresar las conclusiones generales de este estudio, o para insitir o matizar en algunos aspectos no suficientemente puntualizados, a lo largo de este texto.

Los pequeños hallazgos o las conclusiones referidas, por ejemplo, - a la mineralogía, composición litológica o textural de un sedimento, etc, aquí no las vamos a tratar, ya que todas están suficientemente expuestas en las recapitulaciones finales correspondientes, y a ellas nos remitimos.

Nuestra historia de los hechos principales, comienza en los últimos momentos del Terciario inferior y finaliza con las acciones—procesos holoceno-

nos y actuales.

8.1. LA EVOLUCION PRE-NEOGENO SUPERIOR

Dado el estado actual de los conocimientos la evolución pre-neógeno superior de la Llanura manchega central y oriental hay que escribirla, principalmente, dentro del marco de dos regiones con muy distinta significación paleogeográfica: al Norte y NE, la Depresión intermedia* (ALIA y CAPOTE, 1971), al Sur, Campo de Montiel.

En este último territorio el carácter de área levantada, sujeta a activos procesos denudativos, durante el Paleógeno final y el Mioceno inferior y medio, es para nosotros, un hecho incuestionable, apoyado por la presencia de superficies de erosión generalizadas (Capítulo V). La más antigua o Superficie superior de Campo de Montiel es equivalente a la Plataforma Tebar -situada en el borde nor-oriental de la Llanura manchega- y a la Dachauflä che de SCHWENZNER (1937), definida en la rama castellana de la Cordillera Ibérica occidental. Esta vieja superficie es correlativa al ciclo de erosión y -- acumulación en la Depresión de Cuenca, de la Unidad Detrítica superior** (Intra-Arvernense a Ageniense superior) que termina con las "calizas de Oliva

* Esta unidad estructural intermedia entre la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira que está rellena por potentes sedimentos continentales, también recibe el nombre de Depresión de Cuenca (PEREZ-GONZALEZ, VILAS MINONDO et al. 1971, p. 367) y desde un punto de vista morfogeográfico es la Mesa Manchega o asimismo, la llamada Mancha conquense, que presenta el valor máximo de las altitudes medias (796 m) de toda La Mancha (DANTIN y REVENGA, 1936).

** Señalamos, para no hacer excesivamente reiterativas las citas de autores, que los datos estratigráficos, cronológicos y tectónicos utilizados en este apartado, están tomados, principalmente, de: DIAZ MOLINA (1974, 1978 y 1979), DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (1979), GARCIA ABBAD (1975), VILAS MINONDO y PEREZ-GONZALEZ (1971) y PEREZ-GONZALEZ, VILAS MINONDO, et al. (1971).

res de Júcar", las cuales enrasan con la "plataforma mesozoica de Tebar" cuyas estructuras generadas durante la fase paroxismal Castellana (post-Arverniense inferior), fueron truncadas y barridas durante el tiempo de deposición en la -cuenca de la citada unidad.

Si nos remontamos al Terciario más antiguo la paleogeografía de este borde sur-oriental de la Meseta es muy imprecisa, debido a la ausencia de sedimentos conocidos -aflorantes o bajo las series pliocenas- en la Llanura manchega y Campo de Montiel de la Unidad Detrítica inferior (Rhenaniense medio/superior - parte del Arverniense), por lo cual lo único que podemos aventurar es -su no deposición, acogiéndonos a su disminución de espesores en sentido Sur, en las estribaciones más meridionales de la Sierra de Altomira. Por otra parte la dispersión de las direcciones de paleocorrientes de la Unidad Detrítica inferior en la Depresión de Cuenca, desafortunadamente, no ayudan a arrojar luz sobre este problema.

. En el Mioceno inferior y medio -techo del Ageniense, Orleaniense y Astaraciense- la Historia geológica de este borde de la Meseta es también -- muy imprecisa. Sin embargo, podemos precisar que hemos distinguido, en Campo de Montiel, otra superficie de erosión -la Superficie de El Bonillo* encajada de 20 a 40 m en la Superficie superior de Campo de Montiel- que está fosilizada, posiblemente, en el Ballesterio por depósitos marinos litorales someros que tienen edades comprendidas entre el langhiense y el serravalliense superior-tortonense basal (CALVO, 1978). Mientras tanto, en la Depresión intermedia --

* Esta superficie la hemos relacionado con la superficie de la Meseta 3 (SCHWENZNER, 1937) en la Cordillera Ibérica occidental.

continúa la sedimentación del nuevo ciclo continental de la Unidad terminal*, con aportes procedentes de la Cordillera Ibérica.

En el límite del Mioceno medio-Mioceno superior, un hecho tectónico de gran transcendencia morfoestructural ocurre en las regiones más externas - de la Meseta; nos referimos a la fase de compresión finí-serravaliense responsable del frente de cabalgamientos del Prebético externo (ALVARO, GARCIA ARGUESO y ELIZAGA, 1975) sobre la zona de plataforma de Campo de Montiel, que está formada por un zócalo paleozoico y una delgada cobertera mesozoica subtabular. El cierre del estrecho Nordbético (CALVO, ELIZAGA, et al., 1978), coincidiría con esta última fase de compresión de la "historia alpina" del edificio bético.

La repercusión de esta fase de compresión en la Submeseta meridional nos es totalmente desconocida, aquí apuntamos que la "red fluvial intramiocena" (CAPOTE y CARRO, 1968) puede ser correlativa o suceder a la citada fase de compresión del Prebético externo, por reactivación del horst del Sistema Central, sobre todo si tenemos en cuenta que esa discordancia erosiva intramiocena, parece estar comprendida entre el final del Astaraciense y el Vallesiense alto (AGUIRRE, DIAZ MOLINA y PEREZ-GONZALEZ, 1976).

* Algunas precisiones al significado de esta unidad litoestratigráfica, están comentadas en el Apartado 5.5.1, que sintetizando vienen a decir que el tiempo de deposición de esta unidad, está comprendido entre la fase tectónica Neocastellana (situada en el límite Ageniense-Orleaniense) y el Plioceno inferior-medio (Rusciniense).

8.2. EL NEOGENO SUPERIOR

8.2.1. *Consideraciones tectónicas generales previas*

El Neógeno superior está caracterizado, tectónicamente, por los procesos distensivos que comenzaron a continuación de la fase de compresión del -Serravaliense superior - Tortoniense basal. Nuestra concepción de dos etapas -distensivas*, una antigua responsable de la abertura de las cuencas del Júcar y Cabriel, y otra más moderna -en el límite Rusciniense-Villafranquiense inferior (Iberomanchega I)- que amplía, principalmente, la cuenca por el Oeste -- (Depresión de la Llanura manchega), está basada, sobre todo, en la distribución y edad de las unidades litoestratigráficas reconocidas en esos dominios -estructurales (ver discusión en el Apartado 4.6.5).

En esta ocasión no hemos abordado, debido fundamentalmente a la escasez de datos, la mecánica general de la deformación que ha originado el Surco longitudinal Este-Oeste manchego. Es evidente por lo expuesto hasta el momento que la Llanura manchega central y oriental es una depresión estructural y lito

* La evolución estructural propuesta de este borde suroriental de la Meseta, engazaría de esta manera con la génesis estructural del Mediterráneo occidental, donde un periodo distensivo se extiende desde el Tortoniense basal, hace unos 10 m.a., al Cuaternario antiguo. Este periodo distensivo está caracterizado por dos etapas mayores (ARMIJO, BENKHELIL *et al.* 1977 y BOUSQUET, 1977, en CAPOTE, 1978), una, la primera, provoca una extensión N-S y la otra, más moderna, una extensión E-W con un magmatismo acompañante de tipo alcalino, como por ejemplo el de Campo de Calatrava (GIROD, 1975).

lógicamente asimétrica, enmarcada al Norte por el juego de los pliegues mesozoico-terciarios, de direcciones ibéricas de la Sierra de Altomira y al Sur por el bloque subtabular mesozoico de Campo de Montiel. En uno y otro margen la dinámica de la deformación neógena parece estar sujeta a la activación de antiguas directrices estructurales del zócalo, unas longitudinales, más o menos submeridianas, y otras transversales con direcciones que van del E-W hasta el NE-SW (HERNANDEZ-FERNANDEZ, 1971 y 1972; ALIA MEDINA, 1972; SANCHEZ SORIA, 1973 en GARCIA-ABBAD, 1975 y GARCIA-ABBAD, 1975 y 1979).

A pesar de nuestra falta de datos* podemos indicar de una forma general, algunos aspectos sobresalientes de la evolución tectogenética más reciente, los cuales son:

- La importancia de los movimientos de componente vertical. Dos ejemplos nos parecen suficientes:

- a) La Superficie superior de Campo de Montiel está sobreelevada 200 m frente a su homónima la Plataforma de Tebar, situada en el otro borde de la Llanura manchega

- b) En la Cuenca del Júcar las Calizas del río Júcar afloran en

* Queremos recordar que nuestro trabajo se ha desarrollado en un sector de la Submeseta meridional, poco propicio para análisis estructurales de alcance, debido al carácter tabular de los sedimentos aflorantes. Por otra parte creemos que un análisis riguroso del significado estructural del surco Este Oeste manchego, no puede realizarse sin tener en cuenta todos sus marcos, tal y como lo hemos señalado en el apartado 1.4.

Villalgordo del Júcar con cotas de 680 m, mientras que las calizas finales de la Unidad Terminal en la Depresión intermedia, presumiblemente de la misma edad (Plioceno medio), están en Torrejoncillo del Rey y en la Huerta de la Obispalía a 1.060 m. La diferencia altitudinal establecida es entonces del orden de los 400 m.

- El papel preponderante de la construcción de la cuenca y en la morfogénesis pliocena-cuaternaria subsiguiente, de las direcciones estructurales ENE-WSW y las submeridianas.

a) Direcciones submeridianas o longitudinales principales son: el "accidente del Júcar-Campo de Montiel" y el eje de El Boinillo.

. El "accidente del Júcar-Campo de Montiel" (GARCIA-ABBAD oo.cc.), lo hemos identificado en un lineamiento* algo desplazado hacia el Oeste con respecto al dibujo original. Para nosotros este accidente representa la frontera occidental de las Calizas del río Júcar y además separa la cuenca pliocena de la Llanura manchega de la cuenca neógena del río Júcar -- que alcanza, por otra parte, valores mayores de subsidencia (ver Apartado 4.2.).

* Imágenes núms. 1227-10274; 2008-10090 y 2187-10150 del Landsat I y II, amablemente interpretadas y cedidas por Carmen Antón Pacheco (I.G.M.E.).

. El eje de El Bonillo determina en Campo de Montiel un doble basculamiento, al NNE y NNW, de las superficies intraterciarias re conocidas (Apartado 5.4.) y en la Llanura manchega es el res--ponsable, en cierta medida, del desplazamiento de la divisoria subterránea de la cuenca hidrográfica del río Júcar, una treintena de kilómetros al Oeste de su divisoria superficial*.

Este eje submeridiano marca además, a uno y otro lado del mismo, una distinta evolución estructural en el Plio-pleistoceno o en el Cuaternario inferior de las "Superficies superior e inferior de la Llanura manchega". En la Llanura manchega orien tal ambas superficies, o bien están basculadas al SW (sector de Minaya), o se inclinan al SE, hacia el núcleo del Karst en dorreico de La Roda. En la Llanura manchega central las superficies antes citadas presentan una doble polaridad en el sentido de la inclinación: al Norte del río Zánacara las superficies caen al SW, mientras que al Sur de la Llanura aluvial de San Juan, tienden al NW (ver mapas fuera de texto).

- b) Los accidentes estructurales transversales como ya ha sido se ñalado por GARCIA-ABBAD (1975, p. 325), no determinan en su--

* A este respecto, tenemos que decir que la divisoria hidrográfica superficial del río Júcar, en la Llanura manchega, se establece casi exactamente en el -escarpe de la terraza de +60-70 m que mira al río (ver Mapa A, fuera de tex to) y el desplazamiento hacia el Oeste de la cuenca subterránea del río Júcar, es debido a que el área arréica de Minaya y los múltiples focos endo--rréicos de La Roda-Casas de Benítez descargan en el acuífero subterráneo --profundo (NINEROLA, TRAC, et al. 1976), que tiene flujo hacia el río Júcar por la inclinación generalizada al NNE, de las capas mesozoicas que forman el sustrato de la Depresión de la Llanura.

perficie fallas o fracturas netas visibles, pero son los responsables en uno y otro margen de la Llanura manchega del desplome de la Cuenca. Al accidente transversal de Pedro Muñoz-San Clemente, GARCIA-ABBAD (o.c., p. 328) lo considera la -- "bisagra fundamental a favor de la cual ha tenido lugar la subsidencia de la fosa del Corredor manchego"; sin negar la existencia de esa "bisagra fundamental", el enunciado anterior nos parece algo simplificado ya que pensamos que la Llanura manchega es, en sí, una banda estructural Este-Oeste -- compleja, inmersa en la zona fallada sud-ibérica de VIALLARD (1979).

. El estudio de las imágenes del Landsat I y II de la zona, nos ha permitido integrar en otro lineamiento transversal una serie de accidentes morfológicos de primera magnitud cartografiados en campo, y que dada la escala de trabajo no presentaban entre sí una relación evidente. La traza de este lineamiento que nace, aproximadamente, en la Cerrada del Santano Alarcón, penetra en la Llanura manchega a la altura de San Clemente continuando por el valle del río Záncara, aguas abajo de El Provencio, y el Paleovalle de Socuéllamos, hasta alcanzar el escarpe meridional de la Llanura aluvial de San Juan y una uvala de gran desarrollo, cuyo eje mayor corre en esa dirección preferente (ver Mapas B y C, fuera de texto) . Creemos que no hace falta insistir mucho para comprender que la extinción del anticlinal jurásico de San Clemente en la Llanura, el brusco giro hacia el Oeste del río Záncara, ayu-

so de El Provencio, la abertura del Paleovalle de Socuéllamos, la construcción del talud meridional del río Guadiana en la Llanura aluvial de San Juan y la forma de corrosión cerrada, responden a una directriz estructural profunda ENE-WSW, cuyo reflejo en superficie ha condicionado la morfogénesis subsiguiente, por continuas reactivaciones en épocas distintas.

. En el borde externo de Campo de Montiel las superficies erosivas intraterciarias (Capítulo V, fig. V-9) caen hacia la Llanura a partir de una línea morfotectónica culminante transversa, representada por los relieves residuales de la Superficie superior de Campo de Montiel; en la Hoja de Menera (744) y Alhambra (787), este desplome se efectuó por paneles escalonados, mecanismo también observado en otros puntos de este borde externo de Campo de Montiel. En el otro extremo de la Llanura, la Plataforma de Tebar se hunde violentamente en el Surco manchego, a favor de ejes de flexión transversos.

8.2.2. La sucesión estratigráfica Mio-Pliocena- Cuenca del Júcar y Cabriel

A la abertura de las cuencas del Júcar y el Cabriel*, sucede una rápida sedimentación fluvial y palustre-lacustre que expansivamente va colmatando a las depresiones recién construidas.

En la Cuenca del río Júcar los primeros términos aflorantes son los de la unidad litoestratigráfica de las Calizas del río Júcar** que litológicamente están compuestas por: calizas, calizas margosas, margas lignitíferas, lignitos, e inclusive, muy localmente, areniscas y microconglomerados. Los niveles calcáreos más puros están constituidos por micritas y biomicritas.

* Esta etapa sedimentaria en los confines sur-orientales de la Submeseta meridional, está caracterizada por su independencia evolutiva no sólo con respecto a las cuencas abiertas del Mediterráneo occidental (MEIN, MOISSENET y TRUC, 1978), sino también con respecto a las cuencas cerradas de la Depresión intermedia y Cuenca del Tajo. Este aislamiento de las cuencas interiores de la Meseta Sur, es aplicable, sin ningún género de dudas, a la Depresión de la Llanura manchega desde el momento de su construcción.

** Estas series con ricas biocenosis de moluscos, micromamíferos, macrovertebrados, etc., han sido estudiadas desde un punto de vista petrológico y petrogenético por SANTOS (1975) y ORDÓÑEZ et al. (1975 y 1976). Nuestra experiencia de campo de esta unidad, relativamente marginal a la Llanura manchega, nos inclina más a considerarla generada en un medio palustre-lacustre que en un medio lacustre generalizado, lo que supondría una evolución completa diagenética subacuática (FREYTET, 1973). Los cortes vistos demuestran continuas emersiones de los lodos carbonáticos que han sido afectados por procesos edáficos como: removilizaciones de hierro, cortezas incipientes férricas, pedotúbulos, nodulizaciones, estructuras pseudoprismáticas - de aspecto columnar en sección vertical, encostramientos enraizados, dalles y pelliculles rubannes, etc, además fisuras similares a huellas de desecación y en los paleosuelos aluviales silicificaciones y signos de pseudogley. El medio como ya lo han señalado los autores arriba citados y MEIN et al. (1978) -por la abundancia de los géneros Planorbarius, Bithynia, Melanopsis, etc- está dominado por las aguas dulces, donde las profundidades máximas de las láminas de agua apenas alcanzarían la docena de metros.

Esta unidad en superficie alcanza su máximo espesor, unos 150 m, en Alcalá del Júcar, mientras que en nuestra zona de estudio apenas rebasa los 25 m. Los sondeos mecánicos (Apartado 4.1.3.) constatan perfectamente su continuidad en profundidad: 94 m en el sondeo de "Casa de los Cucos", 73 m al Oeste de Valdeganga, unos 100 m en el sondeo Tarazona etc. Estos materiales tanto en la vertical como lateralmente cambian a litofacies de areniscas, arcillas y conglomerados, y hacia los bordes de la cuenca son sedimentos más gruesos y heterométricos, con aspecto de depósitos de pie de talud. Este último litosoma y sus litofacies asociadas reciben el nombre de Formación Puntal Blanco (QUESADA et al. 1967) o Formación detrítica Puntal Blanco (MEIN et al. o.c.). Conviene insistir en el hecho de que las Calizas del río Júcar son los términos intermedio-finales y más distales (llanuras de inundación y playas) de un sistema de abanicos aluviales. La geometría de estos aparatos, sus secuencias y macrosecuencias y en definitiva su evolución y relaciones en el tiempo es una tarea que está por realizar y que habría que inscribirla en un trabajo regional, apoyado por sondeos, que abarcara las cuencas del Júcar y Cabriel desde la rama ibérica de Cuenca al Norte, a la Cordillera de Monte Aragón-Sierra Palomera y borde oriental de Campo de Montiel al Sur.

Al otro lado del espolón triásico de Alborea la enérgica incisión del río Cabriel ha dejado al descubierto una potente serie neógena próxima a los 300 m de espesor* en el perfil Fuente Podrida-Plataforma de Casas Ibañez. Estos materiales, eminentemente detríticos, de origen fluvial se les conoce -

* Estos espesores son similares a los encontrados en el centro de la Cuenca del Júcar. Así, por ejemplo el sondeo "El Balconaje" (Fig. IV-1), atravesó unos 350 m de materiales carbonatados arriba y detríticos en la base, hasta cortar el sustrato mesozoico.

con el nombre de Formación Venta del Moro-Villatoya (ROBLES, 1970 y 1974), o con el término equivalente de Serie Detrítica del Cabriel (MEIN et al. o.c.)

. *Edades de las sucesiones mio-pliocenas*

En la Cuenca del Cabriel la Formación Venta del Moro-Villatoya está dada, en su base, como del Turoliense medio (MN12) por el yacimiento de micromamíferos del Balneario de Fuente Podrida, y del Turoliense superior (MN13), en sus metros finales, por el yacimiento de Venta del Moro. En la Cuenca del Júcar las Calizas del río Júcar aflorantes tienen edades comprendidas entre el turoliense superior (MN13) y el rusciniense (MN15)*. Creemos a pesar de los datos cronológicos conocidos, que ambas unidades comenzaron a depositarse en un mismo momento. El punto de partida del relleno de esas depresiones lo establecemos, tentativamente, en el comienzo de la sedimentación continental en las cubetas del Prebético externo, que en la Cuenca de Híjar (CALVO, ELIZAGA, et al. 1978) es algo anterior al Vallesiense superior (MN10), por el yacimiento de micromamíferos de Híjar I. Esta hipótesis la justificamos por la compartimentación de las cuencas del Júcar y Cabriel, y por el carácter de progresión creciente de las series depositadas, de tal forma que los niveles inferiores visibles (de edad turoliense medio) de la Serie detrítica del Cabriel no deben ser los primeros, y en la Cuenca del Júcar, por debajo del yacimiento de Tolosa** (Turoliense superior, MN13) todavía restan -por la posición estratigráfica del yacimiento y por los --

* Por los yacimientos de la Marmota (LOPEZ MARTINEZ y MICHAUX, en AGUIRRE et al. o.c.) de Tolosa de Abengibre, la Recueja y alto de Alcalá (MEIN et al. o.c.)

** Contemporáneo o próximo, entre otros, a los yacimientos de Venta del Moro -- (AGUIRRE, et al., 1973 y MEIN et al., o.c.) y Cenajo I (CALVO, et al. o.c.)

sondeos realizados en las zonas de mayor subsidencia entre La Roda y Valdega- más de 200 m de materiales miocenos para llegar al basamento mesozoico . Sin embargo, tenemos que admitir que es posible un cierto retraso en el hundimiento de las cuencas del Júcar y Cabriel, con respecto a la abertura de las cubetas más meridionales, y consiguientemente con el inicio en ellas del ciclo sedimentario Mio-plioceno.

Los tramos finales, de edad rusciniense, de la sedimentación mio-pliocena de las cuencas del Júcar y Cabriel deben coincidir, en el tiempo, sin diacronismos importantes, con los últimos depósitos de las "calizas lacustres de la Alcarria" o con las calizas lacustres del techo de la Unidad terminal - (AGUIRRE et al., o.c.; PEREZ-GONZALEZ, 1979; y DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ , 1979).

- Campo de Montiel y Llanura manchega central

Otra unidad litoestratigráfica mio-pliocena, muy a occidente de las que acabamos de tratar, es la que hemos llamado Calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya (Apartado 4.3.). Los tipos de rocas más comunes de esta unidad, además de las calizas travertínicas y tobas calcáreas, son las calizas micríticas arcillosas, las margo-calizas, las calcarenitas, las areniscas, los conglomerados y brechas calizas. Estos últimos componentes litológicos y algunas de las microfacies de los términos carbonatados, denotan un medio sedimentario de cierta energía en zonas localizadas de los afloramientos estudiados, que por otra parte están muy influenciados por las áreas madres próximas (ver Mapa C, fuera de texto) y parecen estar controlados por depresiones originales excavadas en el Jurásico infrayacente o por depresiones de origen estruc-

tural. Sus espesores rara vez sobrepasan los 15 m en los cortes vistos.

La sedimentación en los primeros momentos nos parecen propias de un medio palustre-pantanosos -con vegetación acuática, herbácea y arbolado- alimentado por aguas fluviales y de escorrentía superficial, y que se va transformando más tarde en un medio lacustre-palustre de escasa profundidad y con reducido contenido faunístico.

La edad de estas series* es muy problemática. El único resto vegetal reconocido pertenece a un tipo de ulmácea (ZELKOVA sp., clasificada por FERNANDEZ MARRON) típica de yacimientos mio-pliocenos. Por otras consideraciones (Apartado 4.6.5.) hemos asignado a estas facies una edad del plioceno medio, lo que las enfrentaría con los horizontes finales de las Calizas del río Júcar.

8.2.3. Las fases últimas de colmatación de las cuencas

- Las primeras implicaciones tectónicas

En el siglo pasado VERNEUIL y COLLOMB (1852) observaron que los horizontes calizos del páramo castellano (La Alcarria) estaban inclinados al SW un metro por kilómetro, fue sin embargo ROYO GOMEZ (1917, 1920, 1922, 1926 y 1927) el primero que con claridad demostró que el Mioceno de las cuencas de -

* En pleno Campo de Montiel un afloramiento de facies detríticas rojas y calizas lacustres-palustres lo hemos equiparado en el tiempo con las Calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya. El interés de este pequeño afloramiento de Ossa de Montiel es que está deformado, y además reposa sobre la Superficie de Ossa de Montiel (Apartado 5.4.1.), tercera de las viejas su superficies intraterciarias reconocidas en este segmento mesozoico subtabular.

las Castillas sufrió un movimiento orogénico (la fase Rodánica de STILLE) después del "Pontiense", que elevó los estratos a altitudes diversas e impuso -- los cursos de los ríos principales en las cuencas (ROYO GOMEZ, 1927, o.c., p. 108). Este movimiento plioceno es el que denominamos hoy como fase Iberoman--chega I (AGUIRRE et al. o.c. y PEREZ-GONZALEZ, 1979), acaecida al fin del Rus--ciniense. Los efectos de esta primera tectogénesis pliocena han sido muy distintos según los sectores que estemos tratando en la Submeseta meridional. En la Cuenca del Tajo produjo pliegues y fallas* e inclusive deformaciones de -- gran radio (un análisis detallado puede leerse en CAPOTE y FERNANDEZ-CASALS , 1978). En las áreas marginales de la Meseta Sur la importancia de la fase Ibe--romanchega I es mayor, el efecto principal fue la abertura definitiva de la -- Depresión de la Llanura manchega, por reactivación de las directrices estruc--turales tardihercénicas transversales y longitudinales. Otras consecuencias -- de interés son: la deformación en amplias y laxas estructuras de las Calizas del río Júcar, bien patentes al Oeste de Valdeganga, y la ampliación de las cuencas del Júcar y Cabriel por el nuevo juego diferencial establecido.

- Depósitos y procesos

En la Depresión del Tajo después del diastrofismo acaecido** tiene lugar una fase de karstificación***, la mayor, que origina un relieve de co--

* MARTIN ESCORZA (1979), prefiere un origen atectónico, a favor de la acción de las capas yesíferas subyacentes, para las fallas y fracturas de los estratos miocenos en la región de Alcalá de Henares.

** Sucintamente relatamos aquí estos hechos que están más elaborados en el Ca--pítulo IV y V de este trabajo.

*** El yacimiento del Karst de Layna (Soria), es el yacimiento tipo de esta fa--se mayor de karstificación intrapliocena en los páramos de La Alcarria -- (AGUIRRE et al., o.c. y PEREZ-GONZALEZ, o.c.)

erosión - bajo un régimen climático alternado mediterráneo*, más cálido y húmedo que el de nuestros días- que es barrido durante la construcción de la - primera superficie poligénica de La Alcarria (= M₂ de SCHWENZNER, 1937, = Superficie C de GLADFELTER, 1971). Los productos correlativos de esa etapa de - aplanamiento es la unidad de la costra clástica roja, bien figurada en la cantera de los Santos de la Humosa y en Villarrubia de Santiago.

A continuación de este periodo de erosión, posiblemente generalizado en las grandes cuencas interiores y marginales del Macizo Ibérico, tienden a seguir colmatando las cuencas nuevos cuerpos sedimentarios (ver Capítulo - IV). Reciben distintos nombres en función de sus características litológicas y posición geográfica. En la Cuenca del Júcar serían las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar y sus equivalentes laterales como las Margas y Calizas de Valdeganga; un miembro de esta última unidad litoestratigráfica es el de Los Yesares. En la Llanura manchega estos litosomas están inequívocamente representados, además de otras facies, por las Calizas y Margas de Minaya. En la Cuenca del Tajo son los términos de las series rojas de la Mesa de Ocaña.

Sus componentes litológicos como es de suponer son muy variados y - abarcan desde los conglomerados gruesos y bloques a las rocas de origen químico. Los espesores de estas series también son muy variables: en el valle del

* Este régimen climático subtropical que se instaura en las mesetas desde el Mioceno terminal, puede ser en buena medida el responsable del modelado final y de los perfiles de alteración conservados en Montes de Toledo y el Sistema Central (TORRENT y BENAYAS, 1977; GUTIERREZ ELORZA y RODRIGUEZ VIDAL, 1978 y MOLINA y BLANCO, 1980).

Júcar pueden alcanzar los máximos vistos de 70 a 80 m, en la Llanura manchega central y oriental sobrepasan en algunos puntos, por los datos de los sondeos, el centenar de metros y en la Mesa de Ocaña las potencias medias son del orden de los 20 a 40 m.

Las facies sedimentarias reconocidas corresponden a dos medios sedimentarios principales: el fluvial (conectado con abanicos fluviales en la Cuenca del Júcar y Llanura manchega) y el lacustre o palustre-lacustre. Esta diferenciación la establecemos en función de las características del medio (SELLEY, 1970), ya que de hecho las distintas facies sedimentarias están interrelacionadas*.

* Así por ejemplo las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar, re presentan según las zonas del valle que estamos tratando, facies medias, dia tales, de zonas de coalescencia e inclusive facies de transición (BULL, 1964, y en SANCHEZ DE LA TORRE, 1978) de sistemas de abanicos aluviales enraizados en los confines meridionales de la Serranía de Cuenca. En los segmentos más externos de estos abanicos, en el valle medio-alto del Júcar, se pueden diferenciar dos facies sedimentarias, unas son las facies de canal formadas por areniscas de grano medio a muy grueso y conglomerados con estructuras sedimentarias mayores de estratificación cruzada de surco y planar; las otras son facies de llanura de inundación compuestas por una alternancia de paquetes masivos o con laminaciones de arenas o areniscas de grano fino a medio, arcillas, limos arenosos y horizontes petrocálcicos de origen edáfico-sedimentario (FREYTET, 1971) con una morfología variada: encontramientos difusos y masivos, costras zonares, baldosas (dalles) compactas, etc. Estos tipos de horizontes de carbonatos junto con paleosuelos aluviales hidromorfos de llanuras de inundación, son peculiares no solamente de estas series del valle del Júcar, sino también de los depósitos fluviales del Villafranquien se inferior de la Mesa de Ocaña. En las zonas deposicionales adyacentes a los abanicos aluviales, ya en la Llanura manchega oriental y en los momentos finales de colmatación de la cuenca, canales aislados procedentes del NE, recorrían llanuras aluviales exentas de drenaje exterior y sus aguas alimentaban pantanos y pequeños lagos poco profundos y de vida efímera, donde se producía, por las microfacies encontradas, una sedimentación de lodos carbonáticos con texturas principales de mudstone y wackestone. Mientras tanto en otras zonas más restringidas dolomitas lacustres ("Tierra blanca" de La Roda) se generaban por el aporte selectivo de magnesio que provenía del lavado de las áreas próximas mesozoicas de Campo de Montiel. Todas estas facies y ambientes sedimentarios descritos se interrelacionaban al mismo tiempo, con otros aparatos deposicionales que tenían sus raíces en uno u otro margen de la Llanura manchega. En esos bordes hemos reconocido facies sedimentarias del tipo debris-flow y sheet-flood que se corresponden, respectivamente, a las zonas de cabeza y medias de abanicos aluviales.

. La edad de estas series que estamos tratando -según los yacimientos de micromamíferos de Valdeganga I, II, III y IV (MEIN et al., 1978)- hay - que referirlas al Villafranquiense inferior (zonas M16 y MN17), lo cual significa, por las posibles correlaciones litoestratigráficas establecidas en este trabajo con la Llanura manchega occidental, Campo de Calatrava y los sectores meridionales de la Depresión del Tajo, que los yacimientos de Villarrubia de los Ojos, Las Higuieruelas y Puebla de Almoradier tienen esa cronología.

. El fin de la sedimentación pliocena coincide con una nueva etapa de movimientos tectónicos, es la fase Iberomanchega II (AGUIRRE et al., o.c. y PEREZ-GONZALEZ, o.c.) que por los datos actuales, parece haber tenido mucha menor transcendencia que la Iberomanchega I. Esta fase tectónica ocurrida hace unos 2,5 millones de años -en la frontera del Villafranquiense inferior-medio- deformó suavemente los materiales recién depositados (ALIA et al., 1973, AGUIRRE et al., o.c. y PEREZ-GONZALEZ, o.c.) y pudo acentuar, en la Cuenca del Tajo, los sinclinales del Tajo y de Mondejar-Morata (CAPOTE y FERNANDEZ-CASALS, o.c.).

. A esta deformación sucede una segunda fase de karstificación con formación de Terra rossa y un nuevo proceso de aplanamiento generalizado en La Alcarria y Llanura manchega*. Este periodo erosivo está caracterizado por -- unos depósitos correlativos -cuyo espesor máximo es de 6-7 m en la Mesa de Ocaña- formados por encostramientos masivos carbonatados, costras laminares, arenas limo-arcillosas y conglomerados; a esta unidad litoestratigráfica la cono-

* Este nuevo proceso de erosión-acumulación es el que hemos llamado 2ª superficie poligénica de La Alcarria, que se corresponde en la Llanura manchega con el glacis con costra laminar o S₁ de MOLINA (1974 y 1975). Llamamos la atención entonces al carácter de superficie multipoligénica (PEREZ-GONZALEZ o.c.) del páramo de La Alcarria (ver Capítulo V).

ce mos con el nombre de Costra laminar bandeada y multiacintada con arenas limo--
sas rosas o rojizas (PEREZ-GONZALEZ, o.c.). La génesis de estas costras carbona-
tadas se debe a la influencia de múltiples factores tales como los sedimentarios,
pedológicos, biogénicos, etc, y pensamos al igual que VAUDOUR (1979, p. 283) que
estos depósitos se formaron en un medio confinado y fluvial, en un clima semiárid-
do de carácter estacional.

8.3. LA EVOLUCION CUATERNARIA

8.3.1. El límite Plio-pleistoceno

Una gran incógnita en las grandes cuencas interiores terciarias de la
Meseta es el significado del límite Plio-pleistoceno*, ya que desconocemos abso-
lutamente en la actualidad el depósito o suceso que lo caracteriza, a pesar de -
todo proposiciones hay muchas; así, por ejemplo, para ALFEREZ (1979) el límite -
estaría entre las altas terrazas de los valles principales, mientras que para la
mayoría de los autores que han trabajado en la meseta el límite podría coinci-
dir con La Raña. Nosotros hemos buscado un límite convencional pero con claro --
significado morfoestratigráfico que no es otro que el de la unidad litoestrati-
gráfica de la Costra laminar bandeada y multiacintada (PEREZ-GONZALEZ, o.c.). Es-
ta unidad señala, inequívocamente, el final de la "colmatación" de las cuencas -
castellanas, hace unos 2,5 m.a., y el comienzo de un nuevo ciclo donde los pro-
cesos erosivos priman sobre los deposicionales.

El límite formal que está situado dentro de la época de polaridad in--

* Una puesta a punto de esta problemática, tanto en los fondos oceánicos como -
en las zonas emergidas del mediterráneo occidental y costas atlánticas, puede
leerse en ZAZO (1980).

versa Matuyama y a techo del suceso o evento de Olduvai (Olduvai event), fechado en 1,6-1,8 m.a. podría estar próximo en la Submeseta meridional a las Superficies penetrativas (=Superficie superior de la Llanura manchega) o a las Formas de enlace con la primera terraza (=Superficie inferior de la Llanura manchega). La Raña sería algo más antigua con una edad alrededor de los 2 m.a., lo que la colocaría en el Villafrankiense medio o Plioceno superior (ver Cuadro V-2).

8.3.2. La construcción de los valles fluviales

Antes de centrarnos en la morfogénesis fluvial de la Llanura manchega, diremos que la evolución pleistocena y holocena de los grandes valles en las mesetas, está sujeta a dos factores principales que son*: el clima y la tectónica

* No creemos exagerar si manifestamos que el elevado número de terrazas construidas, por los grandes ríos en las cuencas terciarias interiores de la Meseta, plantea graves problemas interpretativos, sobre todo desde un punto de vista climático. Es indudable el papel importante que tienen las terrazas aluviales como indicadoras de los cambios climáticos cuaternarios, pero lo único que podemos decir una vez más, es que las etapas paleomorfogenéticas norteafricanas o alpinas, reiteradamente utilizadas en nuestras latitudes para explicar la génesis de los valles, no nos son aplicables, lo que conlleva el abandono o al menos al uso discreto de su significado cronoestratigráfico. Otro tema es la tan debatida correlación pluvial = glacial y sus implicaciones morfoclimáticas; a este respecto diremos que el modelo interpluvial (interglacial)-calor-diseción y pluvial(glacial)-fresco-agradación, parece que no tiene ninguna justificación como paradigma único en las cuencas castellanas, ya que en las partes centrales de las mismas algunas asociaciones faunísticas (p.e. yacimiento de Aridos I, en la Llanura aluvial de Arganda, terrazza compleja de +15-20 m"), demuestran que terrazas aluviales se generaron en un ambiente más cálido y húmedo que el actual. Esta conclusión, que desde luego no extendemos a todas las terrazas de los valles de la Meseta central, es semejante a la alcanzada por ZUIDAM (1976) para las partes centrales del valle del Ebro. Este autor considera, basándose en los trabajos sobre análisis polínicos de van der HAMMEN et al. (1971) en la región del Mediterráneo occidental, que las épocas de incisión en los valles se producirían durante las fases interpluviales (=glacial), mientras que la acumulación (terrazas) se originaría en las fases pluviales (=interglacial), en un clima húmedo y caluroso.

ambos factores han determinado tres modelos de construcción de valles caracterizados por:

- A. Un gran número de terrazas, 13 ó 14, escalonadas unas con respecto a las otras, si exceptuamos las más inferiores que pueden estar suavemente solapadas, y donde la primera terraza ocupa siempre cotas relativas, con respecto a su cauce, por encima de los +140-150 m. Ejemplos conspícuos de este modelado son los valles del río Henares y del Duero en su sector central.
- B. Un número intermedio de terrazas, 8 a 10, estando escalonadas las medias superiores y las altas y siendo las medias bajas e inferiores terrazas complejas. En este modelo tipo B la primera terraza "pierde" cota relativa, por relleno de los valles hundidos y disminución posterior, aguas abajo, de los gradientes de pendiente de los cursos fluviales, situándose por estos motivos a +120-130 m de las llanuras aluviales actuales. Los valles de los ríos Jarama y Tajo* se ajustan a este paradigma cuando penetran en la "facies evaporítica central".

Estos dos modelos corresponden a regiones con levantamientos durante el Cuaternario, estando afectado el segundo de ellos por acciones, en algunas zonas, de los yesos infrayacentes, posiblemente relacionadas con un

* La evolución pleistocena tardía ("Mindel-Riss") del valle del río Tajo, -- desde nuestro parecer está condicionada por la "banda estructural E-W de Toledo" señalada por ALIA MEDINA (1972).

suceso o periodo neotectónico distensivo acaecido durante el Pleistoceno medio (PEREZ-GONZALEZ, 1971 y 1980).

- C. Un reducido número de terrazas*, probablemente no superior a 4-5, y de las cuales la primera de ellas apenas llega a alcanzar cotas relativas de +40 m, por encima de las llanuras aluviales. Este dispositivo morfológico está relacionado con regiones subsidentes en las que los cursos fluviales están regulados por las pérdidas y además tienen carácter consecuente. El valle del Guadiana, en la Llanura manchega central, constituye un bello ejemplo de este modelo.

- Los ríos Júcar y Guadiana en la Llanura manchega central y oriental

Previamente a la instalación de los cursos fluviales cuaternarios, - el país basculó** suavemente al WSW (0,7 m por km), y al mismo tiempo este movimiento de bascula estuvo acompañado por deformaciones locales de las superficies inferior y superior del Corredor manchego, como ya hemos dicho en páginas anteriores. De esta forma las primeras terrazas conservadas de los ríos Júcar y Guadiana fosilizan o se encajan en un dispositivo morfoestructural bastante evolucionado, que por otra parte va a condicionar la dinámica fluvial y consecuentemente sus depósitos.

* Es posible que el valle del río Júcar sea un caso particular de este modelo C, desde luego con una evolución cuaternaria más complicada, pero dado que tan sólo conocemos un pequeño segmento de su valle, es preferible por el momento no relacionarlo con el citado modelo.

** Esta inclinación al WSW viene a confirmar que la inclinación al SW de la Meseta Sur -que se inició ya a finales del Rusciniense- continuó, al menos, - hasta el Cuaternario inferior.

. El río Júcar con un sistema de 7 terrazas a: +3-5 m, (=llanura - aluvial), +7-10 m, +25-30 m, +40-50 m, +50-60 m, +60-70 m (=+80-100 m) y +100-120 m, tiene la particularidad que durante un periodo de su historia pleistocena (Apartado 7.2.1) fluyó hacia el Atlántico, a través de un sistema de canales distribuidores que conectaban en El Provencio y en la región de Villarrobledo, con las redes del río Guadiana. Al extenso manto aluvionar depositado por el río Júcar en la Llanura manchega oriental lo conocemos con el nombre del Sistema aluvial del río Júcar (PEREZ-GONZALEZ, 1974, datos publicados en 1978). Este depósito fluvial se corresponde al nivel de terraza de +60-70 m (=+80-100 m) del río Júcar y es coetáneo en su formación con la terraza de +15-16 m del río Guadiana. Ambas terrazas contienen en Fuensanta y El Provencio restos de molares de elefantes que AGUIRRE y MAZO (com. escrita) clasifican como pertenecientes al Mammuthus armeniacus (= M. trogontherii). Esta fauna permite, tentativamente, asignar una edad del pleistoceno medio-inferior para esos niveles de terrazas. La pérdida del carácter Atlántico del río Júcar (Apartado 7.2.3) la atribuimos a un estado crítico geomorfológico (SCHUMM 1973).

. El río Guadiana o mejor, el Sistema fluvial del río Guadiana -- (Apartado 7.2.2.) está caracterizado por un sistema complicado de paleocanales y depósitos asociados que a lo largo del Pleistoceno han modelado las regiones centrales de la Llanura mancheta (ver Mapas B y C, fuera de texto). Podemos decir que el río Záncara es un curso conservado de las antiguas redes y que en realidad representa, en la actualidad, el auténtico Guadiana (Apartado 7.2.2.).

El número de terrazas encontradas en los paleovalles* investigados o en el llamado río Zánacara suman un total de 5, situadas a alturas relativas sobre el citado río de: +0,50-1 m (llanura aluvial), +2-3 m, +6-8 m, +15-16 m y +35 m.

8.3.3. Los abanicos aluviales que provienen de Campo de Montiel

La acción fluvial en la Llanura manchega no está sólo reducida a etapas de incisión lineal y de agradación lateral, ya que un importante modelado erosivo-deposicional está impuesto al pie de Campo de Montiel. Nos referimos a los abanicos aluviales del Sistema de Campo de Montiel (Apartado 7.2.4), que cubren en centenares de km² el borde meridional de la Llanura manchega central y oriental.

Estos abanicos, en función de las cargas transportadas, los hemos clasificado en: conos limo-arcillosos generados en un medio de alta viscosidad y en conos de cantos y arenas formados por flujos semipermanentes de aguas más o menos claras. Los primeros son actuales o subactuales y los segundos -- pleistocenos. Mayores precisiones cronológicas para estos últimos son difíciles de establecer, pero es muy posible que algunos restos preservados, fuertemente encostrados, al Norte de Argamasilla de Alba se originaran en el Pleistoceno medio pleno o medio inferior.

Los momentos constructores de los conos y abanicos aluviales son pa-

* Estos paleovalles --que los hemos nombrado de Socuéllamos, Las Mesas y Santiago de la Torre-- dejaron de funcionar en el Pleistoceno superior, ya que los fondos aluviales de estos paleovalles contienen industria de factura --Musteriense (SANTONJA, com. escrita).

ra nosotros posteriores a las fases principales de agradación de las terrazas. Climáticamente los conos limo-arcillosos hay que referirlos a un clima como el actual e inclusive con menores precipitaciones, mientras que los conos de cantos y arenas se originarían en ambientes más húmedos estacionales de características, sin embargo, semiáridas.

Por la morfología de los abanicos y las relaciones entre ellos (BULL 1964 a y b, 1968 y 1977), es posible deducir un discreto levantamiento intermitente del área montañosa de la cual proceden (Campo de Montiel).

8.3.4. Las depresiones y el relieve kárstico

. Otro aspecto sobresaliente de la Llanura manchega son las depressiones interiores y el relieve kárstico (Apartado 7.4.).

. Las depresiones interiores o focos endorreicos presentan un doble dispositivo morfológico y sedimentario:

- En la Llanura manchega oriental las cuencas de drenaje interiores tienen un amplio desarrollo y los núcleos de las depresiones pueden estar rellenos por detríticos gruesos, como el foco del Kars endorreico de La Roda.
- En la Llanura manchega central dominan en cambio las lagunas pluviales y los encharcamientos semipermanentes o estacionales, con depósitos de fangos salinos (sebkhas continentales), y cuencas de drenaje muy reducidas, donde en ocasiones la alimentación principal es alógena.

Las causas del endorreismo las hemos atribuido a factores múltiples interrelacionados, entre otros el clima, la litología y la propia evolución - geotectónica de la Llanura. Desde un punto de vista cronológico la expansión durante el Pleistoceno, del endorreismo e inclusive del arreismo en amplios - sectores de la Llanura manchega, coinciden -o mejor son posteriores- con la - metamorfosis del río Júcar en el Pleistoceno medio inferior y con la transformación del Sistema fluvial del río Guadiana, en una red residual durante el - Pleistoceno superior. Un tercer momento de máximo desarrollo del endorreismo manchego es el actual, que posiblemente tuvo sus comienzos ya en el Holoceno temprano por la ampliación, en extensión, de los complejos dunares.

. El relieve kárstico (Apartado 7.4.2) del Corredor manchego está caracterizado por las formas de absorción cerradas: dolinas de fondo plano, - uvalas, valles ciegos, pérdidas y valles secos. Las formas de emisión que son muy escasas, tienen una representación conspicua en la paleoexurgencia de las Lagunas de las Celadillas.

La dolinización está condicionada, en su génesis y simetría, por -- los ejes tectónicos determinados por las diaclasas que obligan a los ejes mayores de las dolinas y uvalas, a orientarse en tres direcciones preferentes* con rumbos de: N 40°- 70°, N 140°- 170° y N 90°- 120°.

El paisaje kárstico de la Llanura parece indicarnos, claramente, que nos encontramos ante un karst desarrollado en un régimen pluvial mediterráneo

* Estas direcciones preferentes son sensiblemente semejantes a las orientaciones señaladas por PARGA (1969), ALIA MEDINA (1972) y VEGAS (1975), para los sistemas de fractura del zócalo de la Meseta.

que en estos momentos se encuentra en un período de madurez (LLOPIS, 1970) y siguiendo a este mismo autor lo podemos clasificar como un karst de llanura en estructuras subtabulares y de relieves policíclicos, lo que lógicamente - nos señala que las fases de karstificación durante el Cuaternario han sido - varias.

8.3.5. La acción eólica

La etapa más reciente de la morfogénesis de la Llanura manchega es tá marcada por la acción eólica tanto destructora (nichos y cubetas de deflación), como constructora (Apartado 7.3.), hasta tal punto que amplios sectores de la Llanura aluvial de San Juan y de la Llanura manchega oriental, están caracterizados por ese paisaje dunar. Los tipos morfológicos de las dunas son numerosos, entre otros: dunas ovoides, barkhanes, dunas parabólicas en forma - de U, V y upsiloides, etc. Textural y morfológicamente cabe destacar la presencia de dunas arcillosas (más del 8% de arcilla) asociadas a las playas salinas de la Llanura manchega central*.

Los paleovientos efectivos, capaces de transportar arena, son multi direccionales (del W, NW y SW) en la Llanura aluvial de San Juan, mientras -- que en la Llanura manchega oriental son básicamente unidireccionales (del W). Un análisis detallado de los vientos actuales (Apartado 2.5) nos ha permitido concluir que los vientos prevalentes del presente tienen direcciones y sentidos semejantes a los vientos efectivos del pasado y, además, el señalar la es

* Queremos indicar que esas posiciones geográficas que ocupan las dunas arcillosas se corresponden con las zonas de menores precipitaciones y temperaturas medias anuales más altas, de toda la Llanura manchega central y oriental.

tacionalidad en la construcción o transformación de algunos de los edificios arenosos.

El origen del material arenoso transportado está muy próximo de -- los puntos de deposición y deriva, la mayoría de las veces, de los mantos -- aluvionares que tapizan la Llanura manchega.

Climáticamente nuestras dunas nos hablan, por una parte, de ambientes secos y algo más frescos que los actuales con una vegetación clareada y arbustiva; en otros momentos, muy próximos a nosotros, por la presencia de -- dunas arcillosas (clay dunes), el clima era igualmente seco pero sin duda -- más cálido*, que en el presente.

Las formas eolianas conservadas denotan un origen multicíclico, cu yo principio podemos situarlo en el Pleistoceno superior pleno; sin embargo, -- la evolución y transformación del paisaje dunar continúa en nuestros días ya que en algunos sectores de la Llanura** la acción del viento actual***, reto

* Los términos seco, fresco y cálido reflejan para nosotros elementos del clima no muy alejados de las medias anuales de hoy, que oscilan según -- las zonas consideradas en la Llanura (Capítulo II), entre los 13° y 14,5° C de temperatura y los 360 a 460 mm. de precipitaciones.

** De hecho en todos aquellos en que las dunas y mantos eólicos no están fi jados por el pinar.

*** Un periodo óptimo para los procesos de deflación -acumulación es la pri- mavera-verano, por la mayor insolación, los mínimos de precipitación o -- la irregularidad pluviométrica, y mayores frecuencias en % de las veloci- dades del viento superiores a los 5 km/h.

ca las crestas de las dunas, configura nuevas depresiones de deflación o alisa las superficies de los cantos.

8.3.6. Clasificación morfogenética de la Llanura manchega

Por último señalaremos, aunque sea brevemente, algunos aspectos de la morforclimatología (Apartado 7.1.) de la Llanura manchega. Diremos que en los gráficos de regiones morfogenéticas de PELTIER (1950) y WILSON (1968), la Llanura manchega central y oriental está encuadrada en una región morfogenética o Sistema Clima-Proceso (C.P.S.) de características semiáridas, en un régimen climático mediterráneo fuertemente contrastado, debido a que las oscilaciones de las proyecciones de las temperaturas y precipitaciones medias mensuales, en un diagrama de termohietas ensamblado con los 6 Sistemas Clima-Procesos (WILSON, o.c.), junto con la clasificación de los regímenes climáticos, basada en la dinámica de las masas de aire (STRAHLER, 1965), van desde un régimen climático próximo al continental (meses invernales), con un C.P.S. periglacial, a un régimen climático de desierto (meses de Julio y Agosto), con un C.P.S. árido.

La aplicación de los cuadros de relaciones (WILSON y PELTIER, o.c.) entre los procesos geomorfológicos y los parámetros climáticos considerados (temperatura versus precipitación) -además de nuestra propia experiencia de campo- parecen indicar que los procesos geomorfológicos más activos actuales en la Llanura manchega son: la deseccación y la acción eólica, y en menor medida la acción del frío o helada, la alteración química y mecánica, la erosión fluvial y el movimiento de masa.

607

CAPITULG IX

BIBLIOGRAFIA

- AERO-SERVICE, LTED (1967). Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. E. 1:250.000 "Inst. Nacional de Colonización e IGME." Madrid .
- AGUIRRE, E. (1964). Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad - de estos depósitos. "Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España", núm. 76, pp. 295-296.
- AGUIRRE, E. (1968). Revisión sistemática de los "Elephantidae" por su morfología y morfometría dentaria. "Estudios Geológicos". vol. 24, pp. 109-167.
- AGUIRRE, E. (1971). Datos para la historia terciaria y cuaternaria del Campo de Calatrava. "Cuadernos de Estudios Manchegos", II época, núm. 2, pp. 157-171. Ciudad Real.
- AGUIRRE, E., MOLINA, E., PEREZ-GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972). The Pliocene Pleistocene boundary in Spain. "Int. Coll on the problem. The boundary between Neogene and Quaternary". Coll. of papers, I, pp. 1-14. Moscow.
- AGUIRRE, E., ROBLES, F., THALER, L., LOPEZ, N., ALBERDI, M.T., y FUENTES, C. (1973). Venta del Moro nueva fauna finimiocena de moluscos y vertebrados. "Estudios Geológicos", vol. 31, pp. 564-578.
- AGUIRRE, E. (1974). Correlación continental-marino en el Neógeno mediterráneo. Datos actuales y problemas. "Estudios Geológicos", vol. 30, pp. 655-660.
- AGUIRRE, E. (1975). División estratigráfica del Neógeno continental. "Estudios Geológicos", vol. 31, pp. 587-595.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M., y PEREZ-GONZALEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el neógeno de la Meseta sur española. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario", núm. 5, pp. 7-29. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- ALBERDI, M.T. (1974a). El género "Hipparion" en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 1, pp. 7-146. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- ALBERDI, M.T. (1974b). Las "faunas de Hipparion" de los yacimientos españoles. "Estudios Geológicos", vol. 30, pp. 189-212.
- ALBERDI, M.T. (1975). Filogenia del "Hipparion" en España. Actas I Coloquio Internacional sobre bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y - Cuaternario Inferior. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 4, pp. 63-66. Sección Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M. C.S.I.C.).
- ALBERDI, M.T., LOPEZ, N., MAZO, A., y MORALES, J. (1977). Venta del Moro y - las faunas de vertebrados finimiocenas de España. "Estudios Geológicos", vol. 33, pp. 589-591.
- ALBERDI, M.T. y AGUIRRE, A. (Ed.) (1977). Round-Table on Mastostratigraphy - of the W. Mediterranean Neogene. Adopted subdivision and correlation - charts. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario", núm. 7, pp. 20-23, 3 cuadros.

Sección Paleontología de Vertebrados y Humana. (I.L.M., C.S.I.C.).

ALCALA DEL OLMO, L. (1972). Estudio sedimentológico de los arenales de Cuellar. "Estudios Geológicos", vol. 28, pp. 345-358.

ALCALA DEL OLMO, L. (1974). "Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero". Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.

ALDONZA, A. (1974). "Las terrazas del curso alto del río Jarama". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense. Madrid.

ALEIXANDRE, T y PINILLA, A. (1968). Algunas modificaciones en las técnicas aplicadas al estudio mineralógico de las fracciones gruesas o arenas. -- "Anales de Edafología y Agrobiología", t. XXXVII, núm. 7-8, pp. 563-567.

ALEIXANDRE, T., GALLARDO, J., ALDONZA, A., PEREZ-GONZALEZ, A y PINILLA, A. - (1974). Valle alto del Jarama. Guía de excursión A. Actas de la I Reunión del G.T. del Cuaternario. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario", núm. 2, pp. 215-223. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).

ALEIXANDRE, T., PEREZ-GONZALEZ, A., PINILLA, A y GALLARDO, J. (1977). Características mineralógicas del Sistema fluvial Jarama-Henares. Actas II Reunión Trabajo del Cuaternario. "Trabajos Neógeno-Cuaternario", núm. 6, pp. 9-17. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).

ALEIXANDRE, T., PINILLA, A y PEREZ-GONZALEZ, A. (1977). Características mineralógicas de las dunas continentales de la Llanura manchega. "Actas de la III Reunión G.T. del Cuaternario", pp. 281-289. Inst. de Geogr. Aplicada. C.S.I.C.

ALFEREZ, E. (1977). Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W. de Toledo. "Estudios Geológicos", vol. 33, pp. 223-250.

ALFEREZ, F. (1978). Presencia de "Equus stenoujs Cocchi" en el Pleistoceno inferior de la cuenca del Tajo. "Estudios geológicos", vol. 34, pp. 553-558.

ALFEREZ, F. (1979). Una aproximación del límite Neógeno-Cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario", núm. 9, pp. 9-16. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).

ALIA MEDINA, M. (1945a). Notas morfológicas de la Región Toledana. "Las Ciencias", año X, núm. 1, pp. 95-114.

ALIA MEDINA, M. (1945b). El Plioceno en la comarca toledana y el origen de la región de La Sagra. "Estudios Geológicos", vol. 19, pp. 203-239.

ALIA MEDINA, M. (1947). Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha. "Estudios Geográficos", núm. 27, pp. 313-340.

- ALIA MEDINA, M., y RIBA, O. (1957). "Libro-guía de la excursión C₄" (Manzanares y Toledo). pp. 3-9. V. Congreso Internacional. INQUA. Madrid-Barcelona.
- ALIA MEDINA, M. y CAPOTE, R. (1971). Esquema geológico de la Depresión tectónica del Tajo y su borde oriental. "I. Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econ. E-1-1", pp. 1-2. Madrid.
- ALIA MEDINA, M. (1972). Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole. "24^o Congr. Geol. Intern", secc. 3a, pp. 265-272. Ottawa.
- ALIA MEDINA, M., PORTERO, J.M., y MARTIN ESCORZA, C. (1973). Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo), durante el Neógeno y Cuaternario. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 71, pp. 9-20.
- ALLUE ANDRADE, J.L. (1966). "Subregiones fitoclimáticas de España", pp. 5-57 Inst. Forestal de Investigaciones y Experiencias. Ministerio de Agricultura.
- ALMELA, A y DUPUY DE LOME, E. (1954). Pontienne en Ossa de Montiel (Albacete) "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. Tomo homenaje al Prof. Eduardo Hernández Pacheco", pp. 51-53.
- ALT, E. (1932). Klimakunde von Mittel und Südeuropa. En Köppen und Geiger. "Handbuch der Klimatologie", t. III, M, 288, p. 67. Berlín.
- ALVAREZ CHAIN, M., GUTIERREZ ESCUDERO, J.D., y RODRIGUEZ SIMON, A. (1976). Comportamiento hidrogeológico de algunas formaciones volcánicas de la provincia de Ciudad Real. "Simposium nacional de hidrogeología", t. II, pp. 813-831. Valencia.
- ALVARADO, A. de , HERNANDEZ-PACHECO, F. y MADARIAGA, R. (1931). Mapa Geológico de España E.1:50.000, Ciudad Real (784) "IGME".
- ALVARADO, A. de (1932). Sondeos de la V Región. Datos referentes a la provincia de Ciudad Real. "Bol. de sondeos del Inst. Geol. y Min. de España", t. III, núm. 1, pp. 201-207.
- ALVARADO, A. de y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Piedrabuena (759). "IGME"
- ALVARADO, A. de y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1934). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Daimiel (760). "IGME".
- ALVARADO, A. de, HERNANDEZ-PACHECO, F y MENENDEZ PUGET, L. (1935). Mapa Geológico de España a E.1:50.000, Moral de Calatrava (811). "IGME".
- ALVARADO, A. de y TEMPLADO, D. (1935). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Sta. Cruz de Mudela (838). "IGME".
- ALVARADO, M., GARCIA ARGUESO, J.M. y ELIZAGA, E. (1975). La estructura del borde prebético en la zona de Alcaraz (Provincia de Albacete. España). "Boletín Geológico y Minero", t. 86, pp. 467-477.

- ALVARO, M. y GARCIA ARGUESO, J.M. (1977). Mapa geológico de España a E.1:50.000 2. ser., 1. ed., Villanueva de la Fuente (814). "IGME".
- ANDOLZ, J. MARTI, B., MARTINEZ GIL, J. y SAHUQUILLO, A. (1971). Los recursos hídricos de la Mancha. "I. Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Económ." t-I, sec 3, pp. 33-50.
- APARICIO, A. (1971). Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. "Estudios geológicos", vol. 27, pp. 369-414.
- ARANDILLA, P., FERREIRO, D., HERNANDEZ SAMANIEGO, A., OLMO del P. (1975). Mapa geológico de España a E.1:50.000, 2. ser., 1. ed., Tarancón (607). "IGME".
- ARANDILLA, P., HERNANDEZ SAMANIEGO, A., MARTIN HERRERO, D., OLMO, del P. (1976). Mapa geológico de España a E.1:50.000, 2. ser., 1. ed. Ocaña (631). "IGME".
- ARANDILLA, P., CORRAL, A., FERREIRO, D., y MARTIN HERRERO, D. (1976). Mapa geológico de España a E.1:50.000 2. ser., 1. ed., Lillo (659). "IGME".
- ARIAS, C. (1978). Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del Nordeste de la provincia de Albacete. "Seminarios de Estratigrafía". Serie monográfica, núm. 3, p. 299. Madrid.
- ARMIJO, R., BENKHELIL, J. et al. (1977). L'Histoire tectonique recente (Tortonien a Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran. 3. Les resultats de l'analyse structural en Espagne. "Bull. Soc. Geol. France", t. XIX, núm. 3, pp. 591-605.
- AZZAROLI, A. (1970). Villafranchian correlations based on large mammals. "Giornale di Geologia" (2) XXXV, fase I. pp. 111-131. C.M.N.S. Proc. IV. Session Bologna 1967.
- AZZAROLI, A. (1977). The Villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary. "Giornale di Geologia" (2) XLI, Fase I-II, pp. 61-79, N/QB. Proc. II Symposium, Bologna, 1975.
- BAGNOLD, R.A. (1941). "The physics of blown sand and desert dune". 265 págs - (1954, 2. ed.). London, Methuen.
- BALMASEDA, J., MEDINA, E., TELL, J.M., y LARA, V. (1976). Mapa geológico de España a E.1:50.000, 2. ser., 1. ed., Llanos del Caudillo (761). "IGME".
- BANDET, Y., DONVILLE, B. y MICHAUX, J. (1978). Etude géologique et géochronologique du site villafranchien de Viallette (Puy-de-Dôme). "Bull. Soc. Géol. France", t. XX, núm. 3, pp. 245-251.
- BASCONES, L., MARTIN HERRERO, D. et al. (1976a). Mapa geológico de España a E.1:50.000, 2. ser., 1. ed., Campillo de Altobuey (692). "IGME". (en prensa).
- BASCONES, L., MARTIN HERRERO, D. et al. (1976b). Mapa geológico de España a E.1:50.000, 2. ser., 1. ed., Iniesta (718). "IGME". (en prensa).

- BASCONES, L., et al. (1976c). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Madrigueras (743). "IGME". (en prensa).
- BASCONES, L., LENDINEZ, A., et al. (1976d). Mapa geológico de España a E. -- 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Casas Ibañez (744). "IGME", (en prensa).
- BASCONES, L., et al. (1977). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Valdeganga (766). "IGME". (en prensa).
- BENAYAS, J., PEREZ MATEOS, J., RIBA, O. (1960). Asociaciones de minerales pesados en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. "Anales de Edafología y -- Agrobiología", t. XIX, núm. 11, pp. 634-670.
- BENAYAS, J. y RIBA, O (1961). Caracterización de un depósito cuaternario de -- tipo loess en Toledo. "II Reunión de Sedimentología", pp. 135-154. Sevilla.
- BIBERSON, P. (1970). INDEX-CARDS on the Marine and Continental Cycles of the -- Moroccan Quaternary. "Quaternaria", XIII, pp. 1-76.
- BIEL LUCEA, A. (1962). Heladas. "Bol. Mensual Climatológico". Septiembre 1962. pp. 3-7. S.M.N. Ministerio del Aire.
- BIEL LUCEA, A. (1963a). Nubosidad e Insolación. "Bol. Mensual Climatológico". Julio 1963. pp. 2-9. S.M.N, Ministerio del Aire.
- BIEL LUCEA, A. (1963b). La lluvia en España. "Bol. Mensual Climatológico". Mar zo 1963, pp. 2-7. S.M.N. Ministerio del Aire.
- BIEL LUCEA, A. (1963c). Humedad y Evaporación. "Bol. Mensual Climatológico". Septiembre 1963, pp. 3-7. S.M.N., Ministerio del Aire.
- BIRD, E.C.F. (1965). The formation of coastal dunes in the humid tropics. Some evidence from North Queensland. "Australian J. Sci.", 27(9), pp. 258-259.
- BIROT, P y SOLE SABARIS, L. (1954). "Investigaciones sobre morfología de la -- Cordillera Central Española", pp. 5-87, Inst. Juan Sebastian Elcano, C.S.I.C
- BIROT, P y SOLE SABARIS, L. (1957). La sedimentation continentale néogene entre Teruel et Baza (Espagne). "C.R. somm. Soc. geol. france". núm. 9-10. pp. 178-179.
- BONIFAY, E. (1977). Les limites tertiaire-Quaternaire et Pliocene-Pleistocene en France. "Giornale di Geologia" (2). XLI, fase I-II, pp. 39-50. N/QB. Proc II. Symposium, Bologna.
- BOTELLA, F. de (1868). "Descripción geológico-minera de las provincias de Murcia y Albacete". Impr. Colegio Nacional de Sordo-Mudos y de Ciegos. Madrid.
- BOUSQUET, J.C. (1977). Contribution a l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la neotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien. "Int. Symp. Struct. Hist. Méditerranéens Basins". pp. 199-214. Split (Yugoslavia), 1976. Biju-Duval y Montadert (edit.) -- Technip.

- BOWEN, D.Q. (1978). "Quaternary Geology", págs. 221, Pergamon.
- BRAVARD, I. (1965). Notes morphologiques sur la Tierra de Pinares (province de Segovie, Espagne). "Rev. Geogr. Alpine". t. 53, pp. 245-264.
- BRANDY, L.D. (1979). Contribution a l'étude du genre "Trilophomys" (Rodentia) du Pliocene d'Europe. "Bull. Soc. geol. France", núm. 2, pp. 105-112.
- BRICE, J. (1973). Meanderine Pattern of the white river in Indiana - An analysis, pp. 179-200 en "Fluvial Geomorphology" ed. M. Morisawa. State Univ. of N.Y. Binghamton.
- BRINKMANN R y GALLWITZ, H. (1933). Der betische Aussenrand in Südost-Spanien. "Beiträge zur geologie der westlichen mediterran-gebiete", núm. 10. Traducido al español por J. Gómez de Llarena. "El borde externo de las cadenas béticas en el Sureste de España". "Pub. Extranjeras sobre Geología de España". T. V, pp. 171-290 (1950).
- BRUNNACKER, K. (1969). Observation en Espagne et en Grece. "Bull Assoc. Française pour l'étude du Quaternaire A.F.E.Q. La stratigraphie des loess -- d'Europe". pp. 67-69.
- BULL, W.B. (1964a). Alluvial fans near-surface subsidence in western Fresno County, California. "United states geological survey professional paper", 437-A, págs. 71.
- BULL, W.B. (1964b). Geomorphology of segmented alluvial fans in western -- Fresno County, California. "United states geological survey profesional paper", 352-E, pp. 89-129.
- BULL, W.B. (1968). Alluvial fan, Cone. pp. 7-10, en "The Encyclopedia of Geomorphology", ed. R.W. FAIRBRIDGE. D.H. y R.
- BULL, W.B. (1977). The alluvial-fan environment. "Progress in Physical Geography". Vol. núm. 2, pp. 227-270.
- BUSTILLO, M.A., GARCIA DEL CURA, M.A., MARFIL, R., ORDÓÑEZ, S. y DE LA PEÑA, J.A. (1978). Estudio sedimentológico de algunas lagunas de la región manchega sector Lillo-Villacañas-Quero (provincia de Toledo). "Estudios Geológicos", vol. 34, pp. 187-191.
- BUTZER, K.W. (1965, 1971, 2. ed.). "Environment and Archeology". pp. 3-524. - Methuen and Co. Limited, London.
- CAILLEUX, A. (1942). Les actions eoliennes périglaciaires en Europe. "Mém. Soc. géol. Fr.", 46, pp. 1-166.
- CAILLEUX, A y TRICART, J. (1959). "Initiation á l'étude des sables et des galets". Paris.
- CALVO, J.P. (1978). Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete. "Estudios geológicos" vol. 34, pp. 407-429.

- CALVO, J.P., ELIZAGA, E., LOPEZ, N., ROBLES, F y USERA, J. (1978). El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético. "Boletín Geológico y Minero", t. 84, pp. 407-426.
- CAPOTE, R y CARRO, S. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. "Estudios geológicos", vol. 26, pp. 1-15.
- CAPOTE, R. (1978). Tectónica española. "Seminario sobre criterios sísmicos para instalaciones nucleares y obras públicas", pp. 1-30. Madrid 1978.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ-CASALS, J. (1978). La tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. "Boletín Geológico y Minero", t. 89, pp. 6-14.
- CARANDELL, J. (1928). Nota acerca del Cuaternario de Torrelodones. "Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat", núm. 27, pp. 263-267.
- CASAS, J y LEGUEY, S. (1971). Estudio mineralógico de los sedimentos detríticos del borde Norte del Guadarrama en la Cuenca del río Eresma (provincia de Segovia). "I. Congr. His. Luso-Amer. Geol. Econom". t. I., Secc. I, pp. 115-138.
- CASAS, J., LEGUEY JIMENEZ, S. y RODRIGUEZ MARTINEZ, J. (1972). Mineralogía y sedimentología de las arenas que recubren el terciario entre los ríos Piñón y Voltoya. "Estudios geológicos", vol. 28, pp. 287-296.
- CASTRO, M. (1854). Apuntes sobre las lagunas de Ruidera y el río Guadiana. -- "Rev. Obr. Públ.", T. II, Madrid.
- CENDRERO, O. (1929). Las dunas de Noja (Santander). "Mem. de la R. Soc. Española de Hist. Nat.", t. XV, pp. 567-578.
- CENDRERO, O. (1934). Las dunas de Berria (Santoña, Santander). "Bol. de la Soc. Española de Hist. Nat.", núm. 34, pp. 393-394.
- CLAYTON, K.M. (1977). River terraces, pp. 153-168, en "British Quaternary Studies", ed. F.W. SHOTTON. Oxford.
- CLIVERINGA, P., GANS, de, W. KOLSTRUP, E., y PARIS, F.P. (1977). Vegetational and climatic developments during the late glacial and the early Holocene - and aeolian sand sedimentation as recorded in the uteringsveen (Drente, the Netherlands). "Geologie en Mijnbouw". vol. 56(3), pp. 234-242.
- CORDY, J.M. (1978). Caracteristiques générales de la microévolution du genre *Stephanomys* (Rodentia, Muridae). "Bull. Soc. géol. France", t. XX. núm. 6 pp. 815-819.
- CORTAZAR, D. de (1875). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Cuenca. "Mem. Com. Mapa Geol. España", t. 3, pgs. 406.
- CORTAZAR, D (1880). Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. "Bol. Com. Mapa Geol. España", t. 7, pp. 289-323.

- CORTAZAR, D. de (1891). Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. "Boletín Com. Mapa Geol. España", t. 17. año 1890.
- CROUZEL, F y VIALARD, P. (1968). Sur un nouveau gisement de Mammifères fossiles dans la province de Cuenca. (Chaîne Iberique, Espagne). "C.R. somm. -- Soc. Geol. France", fase 1, pp. 14-15.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1954). Catálogo paleomastológico del Mioceno - del Vallés-Panadés y de Calatayud-Teruel. "Soc. Paleont. Museo Sabadell".
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1956). Catálogos Paleomastológicos. Adicciones. "Soc. Paleont. Museo Sabadell".
- CRUSAFONT, M. (1954). Quelques considerations biologiques sur le Miocene espagnol. "Annales de Paléontologie", t. XL, pp. 97-103.
- CRUSAFONT, M. (1961). El Cuaternario español y su fauna de mamíferos. Ensayo de síntesis. "Speleon", t. XIII, núm. 3-4, pp. 181-199.
- CRUSAFONT, M., AGUIRRE, E y MICHAUX, J. (1969). Un nouveau gisement de Mammifères d'age Villafranchien inferieur (Pliocene terminal) decouvert á Layna (Soria. Espagne). "C.R. Acad. Sc. París", t. 268, pp. 2174-2176.
- CRUSAFONT, M y GOLPE, J.M. (1971). Biozonation des Mammifères tertiaires d'Espagne. "Congres Inter. sur Comité Neog. Méditer." Lyon .
- CRUSAFONT, M. y AGUIRRE, R. (1973). El arenoso (Carrascosa del Campo, Cuenca) Primera fauna española de vertebrados del Estampiense superior. "Bol. R. - Soc. Española de Hist. Nat.", núm. 71, pp. 21-28.
- CRUSAFONT, M., REGUANT, S y GOLPE, J.M. (1975). Síntesis biocronoestratigráfica del Terciario continental español. "Estudios geológicos", vol. 31, pp. 581-586.
- DANTIN CERECEDA, J. (1912). Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. -- "Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat", (ser. Geol.), núm. 9, pp. 3-275. Madrid.
- DANTIN CERECEDA, J. (1917). Evolución morfológica de la Bahía de Santander. - "Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat", (ser. Geol.), núm. 20, pp. 5-43. Madrid.
- DANTIN CERECEDA, J. (1922). "Ensayo acerca de las regiones naturales de España". Museo Pedagógico. T. I, pgs. 386, Ed. J. Cosano. Madrid. 2. ed., en - 1942 con el título "Regiones naturales de España", T. I, pp. 5-391. Inst. - Juan Sebastian Elcano. C.S.I.C.
- DANTIN CERECEDA, J y REVENGA CARBONELL, A. (1936). Estudios geomorfológicos - sobre España. I Geomorfometría de la Mancha. "Bol. Soc. Geográf. Nacional" t. 76, pp. 129-140.
- DANTIN CERECEDA, J. y REVENGA CARBONELL, A. (1941). Las líneas y las zonas -- isoxetas de España según los índices termopluviométricos. Avance del estudio de la Aridez en España. "Estudios geográficos", núm. 2, pp. 35-92.

- DANTIN CERECEDA, J. (1940). La aridez y el endorreísmo en España. El endorreísmo Bético. "Estudios Geográficos", núm. 1, pp. 75-117.
- DANTIN CERECEDA, J. (1942). Distribución y extensión del endorreísmo aragonés. "Estudios geográficos", núm. 8, pp. 505-595.
- DEFALQUE, G. (1976). Mapa geológico de la Hoja a E.1:50.000, 2. ser., 1. ed., El Bonillo (788). "IGME".
- DE LA PEÑA, J.A., MARFIL, R., ALVAREZ, C. y BERMEJO, P. (1975). Geochemistry of the recent saline sedimentation in the ponds of "La Mancha" (Spain). "IXth. Int. Cong. of Sedimentology", Niza, T. 2, pp. 45-49.
- DE LA PEÑA, J.A. y MARFIL, R. (1976). Synthesis of recent saline sedimentation of "La Mancha". Spain. "25th. Intern. Geol. Congress, Abstracts", vol. 1, p. 221.
- DE LUMLEY, H. (1976). Cadre chronologique absolu, paleomagnetisme, chronologie paleontologie et botanique esquisse paleoclimatologique, sequences culturelles. "La Prehistorie Francaise", I, pp. 5-23, C.N.R.S.
- DE MARTONNE, E. (1926). Areisme et Indice d'aridite. "C.R. L'Acad. des Scien". vol. 182, pp. 1395-1398. Paris.
- DENNY, C.S. (1965). Alluvial fans in Death Valley region, California and Nevada. "United States Geological Survey Professional Paper", 466, pgs. 62.
- DIAZ MOLINA, M. (1974). Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). "Estudios geológicos", vol. 30, pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978). "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira (Cuenca)". 370 pgs. Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid (inédita).
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1980). El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. "Estudios Geológicos", vol. 35, pp. 149-167.
- DUCHAUFOR, P. (1975). "Manual de Edafología" (Versión española por T. CARBALLAS FERNANDEZ, de la obra original titulada "Precis de Pedologie"), pp. 3-476. Ed. Toray-Masson. Barcelona.
- DUCHAUFOR, P.h. (1977). "Pedologie. I. Pedogenése et classification", pgs. 477. Ed. Masson. Paris.
- DUMAS, B. (1967). Place et signification des glaciés dans le Quaternaire. "Bulletin l'Association française pour l'étude du Quaternaire", núm. 12, pp. 223-244.
- DUMAS, B. (1970). Niveaux continentaux et niveaux marins. Essai de corrélation et rapports morphogénétiques sur la cote du Levant espagnol. "Annales de géographie", 79, núm. 433, pp. 343-366.

- DUMAS, B. (1971). Alternance de niveaux continentaux climatiques et de hauts niveaux marins sur la cote du Levant espagnol. "Quaternaria", XV, pp. 161-166.
- DUMAS, B. (1977). "Le Levant espagnol. La genese du relief". These d'Etat, -- pgs. 520. Paris.
- DUMAS, B. (1979). Variations climatiques quaternaries et morphogenese dans le Sud du Levant espagnol. "Mediterranée", núm. 3, pp. 27-36.
- DUPUY DE LOME, E y GOROSTIZAGA, J. (1932). Mapas geológicos de España a E. -- 1:50.000, La Gineta (765) y Valdeganga (766). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E., GOROSTIZAGA, J. y NOVO, P. de (1933). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Peñas de San Pedro (816). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. y GOROSTIZAGA, J. (1933). Mapa Geológico de España a E. -- 1:50.000, Madrigueras (743). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. y GOROSTIZAGA, J. (1934). Mapa Geológico de España a E. -- 1:50.000 Minaya (741). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E., GOROSTIZAGA, J. y NOVO y F. CHICARRO, P. (1944). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, La Roda (742). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. y GOROSTIZAGA, J. (1951 a y b). Mapas Geológicos de España a E. 1:50.000, Sotuélamos (763) y Villarrobleido (740). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. (1954). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, El Bonillo (788). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. (1955). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, El Proven--cio (715). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E y SANCHEZ LOZANO, R. (1955). Mapa geológico de España a E. -- 1:50.000, Almansa (793). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. (1956). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Lezuza (789) "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. y TRIGUEROS, E. (1957). Mapa geológico de España a E. -- 1:50.000, Carcelén (767). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. y TRIGUEROS, E. (1959). Mapa geológico de España a E. -- 1:50.000, Casas Ibañez (744). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. (1959). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Venta del Moro (719). "IGME".
- DUPUY DE LOME, E. y MARIN DE LA BARCENA, E. (1960 a y b). Mapas geológicos -- de España a E. 1:50.000, Jalance (745) y Utiel (693). "IGME".

- DURAND, J.H. (1975). Les croutes calcaires en Algerie. "Colloque Types de croutes calcaires et leur repartition regionale". pp. 129-133. Strasbourg.
- DYLIK, J. (1969). L'action des vent pendant le dernier age froid sur le territoire de la Pologne centrale. "Biuletyn Peryglacjalny", núm. 20. pp. 29-44.
- DYLIKOWA, A. (1969). Le probleme des dunes interieures en Pologne a la lumiere des etudes de structure. "Biuletyn Peryglacjalny", núm. 20. pp. 45-80.
- EBERL, B. (1930). "Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande", Augsburg.
- ELIAS CASTILLO, F y GIMENEZ ORTIZ, R. (1965). "Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España". pp. 5-293. Dir. Gen. de Agricultura. Ministerio de Agricultura.
- ELIAS CASTILLO, F y RUIZ BELTRAN, L. (1973). "Clasificación Agroclimática de España", pp. 5-145. A-53. Inst. Nacional de Meteorología, S.M.N.
- ELIZAGA, E., LOPEZ MARTINEZ, N., ROBLES, F., USERA, J y CALVO J.P. (1978). El Mioceno superior continental del Prebético externo: evolución del Estrecho Nordbético. "Boletín Geológico y Minero", t. 84, pp. 407-476.
- ELIZAGA, E. (1979). "Las facies terrígenas del Cretácico inferior del sector central de la provincia de Albacete". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense. Madrid. pgs. 127. (inédita).
- ELIZAGA, E. Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del Sur de la Meseta y Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológica. "Boletín Geológico y Minero" (en prensa).
- EMERY, K.O. (1947). Asymmetrical valleys of San Diego County. Calif. "Bull. S. Calif. Acad. Sci", 46, pp. 61-71.
- ENQUIST, F. (1932). The relation between dune-form and wind-direction. "Geologiska Foreningens i Stockholm förhanlingar", 54, pp. 19-59.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1845). Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España. "Anales de Minas", t. III. pp. 300-316. Madrid.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850). Excursión geológica desde Hiendelaencina a Trillo y a Ablanque, en la parte de la provincia de Guadalajara, conocida con el nombre de Alcarría. "Revista Minera", t. I, pp. 289-299. Madrid.
- FAO (1977). "Guías para la descripción de perfiles de suelos". pgs. 70. Roma.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1964). African Ice-Age aridity, pp. 356-360, en "Problems in Palaeoclimatology", ed. A.E.M. NAIEN. Interscience, N.Y.

- FAIRBRIDGE, R.W. ed. (1968). "The Encyclopedia of Geomorphology", en Encyclopedia of Earth Sciences series, vol. III, 1295 pgs. Ed. D.H. y R. Stroudsburg.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1968). Periglacial eolian effects, pp. 825-829 en "The Encyclopedia of Geomorphology" ed R.W. Fairbridge, D.H. y R.
- FENELON, P. (1967). Vocabulaire francais des phenomenes karstiques. "Memoire et Documents", 1972, 2. ed., vol. 4, Phenomenes karstiques, pp. 13-68. CNRS.
- FENELON, P. (1972) (2. ed). Introduction a une legende pour cartes a grande echelle des phenomenes karstiques (1/20.000, 1/25.000, 1/50.000, 1/100.000) "Memoires et documents" 1967, Vol. 4, Phenomenes karstiques, pp. 69-72. Leyenda fuera de texto. CNRS.
- FERNANDEZ, A., y ALVARADO, A. de (1935). Mapa Geológico de España a E.1:50.000 Almagro (785). "IGME".
- FERREIRO, E. y ROIZ GARCIA, J. (1975). Mapa geológico de España a E.1:50.000, 2. ser., 1. ed., Sotuelamos (763). "IGME".
- FERREIRO, E. (1976). Mapa geológico de España a E.1:50.000 2. ser., 1. ed., Motilla del Palancar (691). "IGME".
- FISHER, R. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. "Earth Sci Rev", 1, pp. 247-286.
- FLOR, G. (1980). Las dunas costeras de cantabria: valores singulares geológicos. "Actas I. Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del territorio". Sesión 3, s.p. Santander.
- FOLK, R.L. y WARD, W.G. (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. "Jour. Sed. Petr." vol. 27, pp. 3-26.
- FOLK, R.L. (1971). Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson desert, northern territory, Australia, 1. Geomorphology and grain size relationships. "Sedimentology", 16, pp. 5-54.
- FONT QUER, P. (1954). La vegetación. T. II, pp. 1450-171, en "Geografía de España y Portugal" (ed. M. Teran). Montaner y Simón, S.A. Barcelona.
- FONT TULLOT, I. (1956). La insolación en España. "Boletín Mensual Climatológico", febrero, 1956, pp. 3-5, S.M.N., Ministerio del Aire.
- FONT TULLOT, I. (1957). Periodos frios en la Península Ibérica. "Estudios Geográficos". núm. 61. pp. 41-60.
- FONTBOTE, J.M y RIBA, O (1956). Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (Cuenca). "Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España", núm 44, pp. 35-71.

- FOURCADE, E. (1970). "Le Jurasique et le Crétacé aux confins des Chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)", These des Sciences, 2 vol. pgs. 427. Paris.
- FREEMAN, L.G., (1975). Acheulian sites and stratigraphy in Iberia and the -- Maghreb. In "After Australopithecines", (ed. por K.W. BUTZER y G.LL. ISACC) pp. 661-744. The Hague. Paris.
- FREYTET, P. (1971). Paléosols résiduels et paleosols alluviaux Hydromorphes -- associés aux dépôts fluviatiles dans le Crétacé superieur et l'Éocene basal del Languedoc. "Revue de Geographie Physique et de Geologie Dynamique", vol XIII, Fase 3, pp. 245-268.
- FREYTET, P. (1973). Petrography and paleo-environmental of continental carbona te deposits with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eoce ne of Languedoc (Southern France), "Sedim. Geol.", 10 pp. 25-60.
- FREYTET, P. (1975). Concretions calcaires pédologiques et analogies avec les - calcaires "palustres" (bordures de lacs a sedimentation carbonatee). Exem-- ples pris dans le Crétacé superieur et le Tertiaire de France. "Colloque Types de croutes calcaires et leur repartition regionale". pp. 55-58. -- Strasbourg.
- GAIBAR PUERTAS, C. y GEYER, O.F. (1969). Estratigrafía edad y espesor atribui-- bles al triásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordi llera Ibérica. "Boletín Geológico y Minero", t. 80. pp. 1-44.
- GALLARDO J. y VAUDOUR, J. (1969). Problemas morfológicos y edafológicos en la región de Alcalá de Henares. "Anales de Edafología y Agrobiología", t.XXVIII núm. 1-2. pp. 63-79.
- GAMS, I. (1968). Blind Valley, pp. 81-82, en "The Encyclopedia of Geomorpholo gy", ed. R.W. FAIRBRIDGE, D.H. y R.
- GARCIA ABBAD, F.J. (1974). El proceso de karstificación, esquema de conjunto. Factores que intervienen. Interrelaciones entre factores, procesos y resul-- tado. "Apuntes del curso de Geomorfología e hidrología kárstica", pp. II-1 a II-7. Madrid.
- GARCIA ABBAD, F. y REY SALGADO, G. (1973). Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. "Boletín Geológico y Minero", F. 84. pp.213-227.
- GARCIA ABBAD, F.J. (1975). "Estudio geológico de la región del Pantano de Alar cón (Cuenca). pgs. 475. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid
- GARCIA ABBAD, F.J. (1978). Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía - de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica. "Estudios geológicos", vol. 34, pp. 215-229.
- GARCIA ABBAD, F. (1979). Caracteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica. "Estudios geológicos" vol. 35, pp. 633-643.
- GARCIA NOVO, R., RAMIREZ DIAZ, L., y TORRES MARTINEZ, A. (1975). El sistema de dunas de Doñana. "Naturalia Hispanica". núm. 5. pp. 5-56. Ministerio de -- Agricultura.

- GARCIA PALACIOS, M.C. y ALONSO PASCUAL, J.J. (1975). Estudio de sedimentos de Villarrubia de los Ojos (Ciudad Real). "I. Centenario de la R. Soc. Española Hist. Nat.," t. II, pp. 179-204..
- GARCIA PALACIOS, M.C., MARAL, R. y DE LA PEÑA, J.A. (1977). Medio evaporítico continental: influencia de las salmueras sobre los sedimentos arcillosos. "Tecniterrae", s-157, pp. 6-14.
- GARCIA RODRIGUEZ, J.J. y JORISSEN, R. (1969). Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Quintanar del Rey (688). "IGME".
- GARCIA VELEZ, A. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2. ser., 1. ed. Alcaraz (841). "IGME" (en prensa).
- GERVAIS, P. (1852). Description des ossements fossiles de mammifères rapportés d'Espagne par MM de Verneuil, Colomb et de Loviere. "Bull. Soc. géol. France", t. 8, pp. 95-96.
- GIROD, M. (1975). Contribution de la pétrologie a la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène supérieur. "Reun. annuelles des Sciences de la Terre", VII, p. 35. Montpellier, Abril, 1975.
- GLADFELTER, B.G. (1971). "Meseta and Campiña Landforms in Central Spain". The Univ. of Chicago. Depart. of Geography. Research paper núm. 130. pp. 3-204.
- GLADFELTER, B.G. (1972). Pleistocene terraces of the Alto Henares (Guadalajara). Spain, "Quaternary Research", 2 pp. 473-486.
- GLENNIE, K.W. (1970). "Desert sedimentary environments. Developments in sedimentology", vol. 14, 222 pgs. Amsterdam, Elsevier.
- GOLPE, J.M. (1972). "Suiformes del Terciario español y sus yacimientos". Paleontología y Evolución, II.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916). Bosquejo geográfico y geológico de los Montes de Toledo. "Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat." (ser. Geol), núm. 15, pp. 5-74.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1923). Guía geológica de los alrededores de Toledo. -- "Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat." (serv. Geol), núm. 31, pp. 5-50.
- GONZALEZ BERNALDEZ, F. (1963). La radiación solar y la temperatura en bioclimatología. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat." (ser Biol.), t. 61. núm. 2., pp. 305-322.
- GONZALEZ FERMOSO, F. (1975). Climatología e Hidrogeología. "Proyecto Guadiana". Informe núm. 2. Intecsa-IGME (Madrid).
- GOROSTIZAGA, J. y DUPUY DE LOME, E. (1941). Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Munera (764). "IGME".
- GOUDIE, A.S. (1973). "Duricrust in tropical and subtropical landscapes". Clarendon Press, Oxford. pgs. 174.
- GOY, A., y YEBENES, A. (1977). Características, extensión y edad de la formación "Dolomías tableadas de Imon". "Cuadernos de Geología Ibérica", vol. 4, pp. 375-384.

- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1974). Estudio morfotectónico del Cuaternario en el Ovalo de Valencia. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario", núm. 2. pp. 71-82. -- Sección Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- GRAELLS, M. de la P. (1897). Fauna mastodológica ibérica. "Mem. R. Acad. de -- Cienc. Exac. Fis. y Nat.", t. XVII, pgs. 806.
- GREGORY, K.J. y GARDINER, V. (1975). Drainage density and climate. "Z. Geomorph. N.F.", 19, 3, pp. 287-298.
- GREGORY, K.J. (1976). Drainage networks and climate, pp. 289-315, en "Geomorphology and climate", ed. E. DERBYSHIRE. John Wiley and Sons. London.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1978). Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. "Boletín Geológico y Minero", t. 89, pp. 109-113.
- HAMELIN, L.E. (1958). Matériaux de Géomorphologie periglaciaire dans l'Espagne du nord. "Res. Geograph. de Pyren et du Sud-Ouest", t. XXIX, pp. 241-256.
- HAMMEN, T., VANDER, WIJNSTRA, T.A. y ZAGWIJN, W.H. (1971). The floral record of the Late Cenozoic of Europe. pp. 391-424, en "The late Cenozoic glacial ages". K.K. TURKIAN, ed. Yale Univ. Press. New Haven-London.
- HARLE, E. (1911). Ensayo de una lista de mamíferos y aves del Cuaternario, conocidos hasta ahora en la Península Ibérica. "Bol. Inst. Geol. y Min. de España", t. 32. pp. 135-164.
- HEINTZ, E. (1975a). "Gazella borbonica". (Bovidae, Mammalia) et l'âge pliocène du gisement de las Higuieruelas (Alcolea de Calatrava, Ciudad Real, Espagne). "Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen", Sr. B, 78, núm. 3, pp. 219-224.
- HEINTZ, E. (1975b). La gazelle (Artiodactyla, Mammalia) et l'âge de la faune de la Puebla de Almoradier, Toledo, Espagne. Actas I Coloquio Internacional sobre Biostratigrafía continental del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario", núm. 4. pp. 83-90. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- HERNANDEZ-FERNANDEZ, M. (1971). "Estudio por magnetometría del basamento de la región NE de la Fosa Tectónica del Tajo". Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid (inédita).
- HERNANDEZ-FERNANDEZ, E. (1972). Estudio magnético del basamento de la región NE de la depresión tectónica del Tajo. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", núm. 70, pp. 77-90.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1911). Itinerario geológico de Toledo a Urd. "Traba. Mus. Nac. Cien. Nat", (ser. Geol.), núm. 1. pgs. 46.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1914). Mioceno superior de la Puebla de Almoradier (Toledo). "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", núm. 14, pp. 274-278.

- HERNANDEZ-PACHECO, E., y DANTIN CERECEDA, J. (1915). Geología y paleontología del Mioceno de Palencia. "Junta Ampl. Estud. e Investig. Cientif. Com. Inv. Pal. y Prehist." núm. 5, pgs. 295.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1921). El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real. "Mem. R. Soc. -- Española Hist. Nat.", Tomo bicentenario, pp. 98-114.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1921a). Nuevos yacimientos de vertebrados miocenos y deducciones de orden paleofisiográfico. "Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congr. - de Oporto", t. 6, pp. 159-170. Madrid.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1921b). La Llanura manchega y sus mamíferos fósiles -- (yacimiento de la Puebla de Almoradier). "Junta Ampl. Estud. e Investig. -- Cientif. Com. Inv. Pal. Prehist", núm. 28, pgs. 43.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1928). Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. "Trab. Mus. Nac. Cienc. Natu". (ser. Geol), núm. 36, pp. 5-149.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1929). Datos geológicos de la meseta toledana-cacereña y de la fosa del Tajo. "Mem. R. Soc. Española Hist. Nat", t. 15, pp. 183-202.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932). Síntesis fisiográfica y geológica de España. -- "Trab. Mus. Nac. Cienc. Natu". (ser. Geol), núm. 38, pgs. 584.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1949). La Mancha. "Publicaciones Extraordinarias de la R. Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, conmemoración del centenario de su fundación", núm. 10, pp. 29-61.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1955-56). Fisiografía del solar hispano. "Memorias de la R. Acad. de Ciencias de Madrid", t. XVI, 1. parte, pgs. 657, y 2. parte pgs. 793, Madrid.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1923a). Sobre médanos en Segovia. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", núm. 23, p. 117.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1923b). Las arenas voladoras de la Provincias de Segovia. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", núm. 23. pp. 211-216.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932a). Estudio de la región volcánica Central de España. "Mem. Acad. de Cienc. Exactas Fis. y Nat", (ser. Cienc. Nat.), pgs. 235.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932b). La región volcánica de Ciudad Real. "Publ. Soc. Geogr. Nac.", (ser. B.), núm. 3, pgs. 213.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1935). Mapa geológico de España E. 1:50.000, Manzanares (786), "IGME".
- HERNANDEZ-PACHECO, F. y RODRIGUEZ MELLADO, M.T. (1947). La evolución geomorfológica de las zonas orientales de la Mancha y el yacimiento de moluscos -- pontienses de Puente de la Marmota. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", núm. 45, pp. 85-110.

- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1962). La formación o depósitos de grandes bloques de edad Miocena. Sus relaciones con la Raña. "Estudios geológicos", Vol. 18, pp. 75-88.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1965). La formación de la Raña al S. de la Somosierra Occidental. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 63, pp. 5-16.
- HERNANDEZ-PACHECO, F y ASENSIO AMOR, I. (1966). Fisiografía y sedimentología de la playa y ría de San Vicente de la Barquera (Santander). "Estudios -- Geológicos", vol. 22 pp. 1-23.
- HERNANDEZ SAMANIEGO, A y OLMO, del P. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Horcajo de Santiago (632). "IGME".
- HERNANDEZ URROZ, J. y PEREZ-GONZALEZ, A. (1978). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Villarrobledo (740) y Minaya (741). "IGME".
- HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A., PELAEZ, J.R. y VILAS, L. (1973). I. Reconocimiento geológico de los alrededores de Don Benito y Villanueva de la Serena -- (Badajoz). "Instituto de Estudios Extremeños" pp. 15-31, en características geológicas, hidrogeológicas e hidroquímicas de los alrededores de Villanueva de la Serena y Don Benito (Badajoz).
- HILLS, E.S. (1940). The lunette, a new land form of aeolian origin. "The Australian Geographer", vol. 3, núm. 7, pp. 15-21.
- HOOKE, R.L.B. (1967). Geomorphic evidence for late-wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death valley, California. "Bull. of the Geol. Soc. of America", 83, pp. 2073-2098.
- HUERTAS, F. (1969). La lluvia media de la España Peninsular en el Periodo -- 1931-60. "Notas de Meteorología sinóptica", núm. 21, pgs. 17, Servicio Meteorología Nacional.
- HUGUET DEL VILLAR, E. (1925). "Avance geobotánico sobre la pretendida estepa central de España". Ibérica. Tortosa.
- IBÁÑEZ, M.J. (1973). Contribución al estudio del endorreismo de la depresión del Ebro: el foco endorreico al W y SW de Alcañiz (Teruel). "Geographica" núm. 1. Enero-Marzo, pp. 21-32.
- IBÁÑEZ, M.J. (1975). El endorreismo del sector central de la depresión del Ebro. "Cuadernos de Investigación" (Geografía e Historia), Mayo, pp. 35-48.
- IGME (1971). Síntesis de la cartografía existente a E.1:200.000, Linares (70).
- IGME (1972). Mapa geológico de España E.1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Tomelloso (62).
- IGME (1974). Mapa de rocas industriales a E.1:200.000. Albacete (62).
- IMPERATORI, L. (1957). Documentos para el estudio del Cuaternario alicantino. "Estudios geológicos", vol. 34, pp. 141-152.

- INTECSA (1970). "Estudio preliminar de las reservas hidrológicas totales de la zona de La Mancha". Serv. Geol. Obras Públicas (M.O.P.).
- JENNINGS, J.N. (1965). Further discussion of factors affecting coastal dune -- formation in the tropics. "Australian S. Sci", 28(4) pp. 166-167.
- JESSEN, O. (1930). La Mancha: Ein Beitrag zur landeskinde neukastiliens, K. -- sond. Mitt. Geog. Gesell-schaft., XLI. Hamburg (trad. al Español por J. Go -- mez de Llarena. La Mancha: contribución al estudio geográfico de Castilla La Nueva. "Estudios Geográficos", 1946, año VII, núm. 23, pp. 269-321 y núm. 24, pp. 479-524).
- JIMENEZ, E. (1976). Quelonios fósiles de Venta del Moro (Valencia). "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 5. pp. 117-128. Sección paleontología de vertebrados y humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1914). Sobre geología del sudeste de España. I de la existencia de restos del gen. Mastodon, en Caravaca (Murcia). II. Restos -- de *Elephas primigenius* Blum, en el Cuaternario de Murcia. III. Restos de -- un gran herbívoro en Valdeganga (Albacete). "Bol. R. Soc. Española Hist. -- Nat.", núm. 6, pp. 103-104.
- JODOT, P. (1957). Restes et malacologique continentaux aux Sud-Est de l'Espag -- ne, echelonees entre "C.R. somm. Soc. Geol. France", pp. 175-177
- JODOT, P. (1958). Las faunas des mollusques continentaux reparties dans le -- Sud-Est de l'Espagne entre le Miocene superieur et le Quaternaire. "Mem. Com. Inst. Geol", Barcelona, t. 17, pp. 5-133.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972). "Mapa tectóni -- co de la Península Ibérica y Baleares", (E. 1:1.000.000). IGME.
- JUNCO REYES, F. (1946). El régimen anual de lluvias en la Península Ibérica. "Calendario Meteoro-fenológico", pp. 121-127. Ministerio del Aire.
- KADAR, L. (1938). Die periglazialen Binnendünen des norddeutschen und polnis -- chen Flachlandes. "C.R. Congres Inter. Géographie Amsterdam. Actes du Con -- grés", I. pp. 167-183.
- KINDELAN, J.A. (1946). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Tarancón -- (607). "IGME".
- KINDELAN, J.A. y CANTOS, J. (1950a). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 Ocaña (631). "IGME".
- KINDELAN, J.A. y CANTOS, J. (1950b). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 Horcajo de Santiago (632). "IGME".
- KINDELAN, J.A. y CANTOS, J. (1951). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Lillo (659). "IGME".

- KINDELAN, J.A. (1952). Mapas geológicos de España a E. 1:50.000, Corral de Almaguer (660) y Alcazar de San Juan (713). "IGME".
- KLIMASZEWSKI (1963). Geomorphie maps, por D.A. St-ONCE pp. 388-403, en "The Encyclopedia of Geomorphology", ed. R.W. FAIRBRIDGE. 1968.
- KUKAL, Z (1970). "Geology of Recent sediments", pgs. 490. Pragne: Academia.
- KUKLA, G.J. (1975). Loess stratigraphy of Central Europe, pp. 99-188, en "After the Australopithecines", ed. K.W. BUTZEZ y G. LL. ISAAC. The Hague.
- LANG (192). "Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde". Stuttgart.
- LA ROSA, A. de et al. (1928). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Almodovar del Campo (810). "IGME".
- LAUTENSACH, H. (1951). La precipitación en la Península Ibérica (En Petermanns Geographische Mitteilungen 1951, 3er. trimestre). Trad. por M. ZALOTE. "Notas de Meteorología Sinóptica", núm. 24, pgs. 38. Marzo 1971.
- LAUTENSACH, H. (1956). El ritmo de las estaciones en la Península Ibérica. - "Estudios Geográficos", núm. 64, pp. 443-460.
- LAUTENSACH, H. (1960). Die temperatur verhältnisse der Iberischen Halbinsel und ihr Jahresgang. Ein Beitrag zur Länderkunde. Die Erde, fase 2, pp. 86-114. Berlín (Traducido por I. BELLOCH ZIMMERMANN, con el título Características y ritmo anual de la temperatura de la Península Ibérica. Una contribución a la geografía regional. "Estudios Geográficos", (1962) núm. 87 pp. 259-292).
- LAUTENSACH, H (1964). "Die Iberische Halbinsel", Munich. (Traducido al español por M. SOLE SUGRANES con el título "Geografía de España y Portugal" (1967), pp. 3-814, Ed. Vicens Vives.
- LAUTENSACH, H y MAYER, E. (1960). Humidität und Aridität, insbesondere auf der Iberischen Halbinsel. "Pet. Mitt", pp. 249-270.
- LAZARO OCHAITA, I. (1977). Estudio geomorfológico de la Cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario). "Estudios Geológicos", Vol. 33, pp. 101-117.
- LAZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1977). Estudio geomorfológico de la zona Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema Central Español). "Estudios Geológicos", Vol. 33, pp. 409-417.
- LENDINEZ, A y TENA DAVILA, M. (1976). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Jalance (745). "IGME". (en prensa).
- LEOPOLD, L.B., WOLLMAN, M.G. y MILLER, J.P. (1964). "Fluvial Process in Geomorphology", pp. 3-552. Freeman. San Francisco, London.

- LEWIN, J. (1977). Channel pattern changes, pp. 167-184 en "River Channel Changes", ed. K.J. GREGORY. John Wiley and Sons.
- LINES ESCARDO, A. (1970). The climate of the Iberian Peninsula. *Climates of Northern and Western Europe*. C.C. WALLEN (editor), pp. 195-230. "World Survey of Climatology", vol. 5 H.E. Landsberg.
- LOPEZ GOMEZ, J. y A. (1959). El clima de España según la clasificación de KOPPEN. "Estudios Geográficos", núm. 75, pp. 167-188.
- LOPEZ VERA, F. (1974). Evaluación preliminar de los recursos hídricos subterráneos de las terrazas medias del río Henares (Madrid). Actas I Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 2, pp. 101-108. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- LOPEZ VERA, F. y PEDRAZA GILSANZ, J. (1976). Síntesis geomorfológica de la Cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. "Estudios Geológicos", vol. 32, pp. 499-508.
- LORENTE, J. (1947). La clasificación de climas, según Thornthwaite, aplicada a España. "Las Ciencias" año XII, núm. 4, pp. 772-781.
- LOZEK, V. (1965). The loess environment in Central Europe. "VII. Int. Congress I.N.Q.U.A.", pp. 67-80. Boulder and Denver, Colorado U.S.A.
- LLOPIS LLADO, N. (1961). Estudio Geológico de la región del Cabo de Peñas (Asturias). "Bol. Inst. Geol. y Min. de España", t. 72, pp. 233-248.
- LLOPIS LLADO, N. (1970). "Fundamentos de Hidrogeología kárstica", págs. 269, - Ed. Blume.
- MABESOONE, J.M. (1963). Coastal sediments and coastal development near Cadiz - (Spain). "Geologie en Mijnbouw", 42, pp. 29-43
- MAINGUET, M. y CANNON, L. (1976). Vents et Paleovents du Sahara. Tentative -- d'approche paleoclimatique. "Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique" (2), vol. XVIII, fasc 2-3, pp. 241-250.
- MAINGUET, M. (1976). Propositions pour une nouvelle classification des edifices sableux éoliens, d'après les images des satellites Landsat I, Gémini, Noaa 3. "Z. Geomorph", 20, 3, pp. 275-296.
- MALLADA, L. (1911). Sistema Diluvial. Explicación del Mapa Geológico de España. t. VII. "Memorias del Inst. Geol. y Min. de España", t. XV.
- MARFIL, R., BERMEJO, E.P. y DE LA PEÑA, J.A. (1975). Sedimentación salina actual en las lagunas de la zona Corral Rubio-La Higuera (provincia de Albacete). "Estudios geológicos", vol. 31, pp. 543-553.
- MARTEL SANGIL, M. (1970). Nota preliminar sobre la estratigrafía de la facies de Fuencaliente (Cuenca-Valencia). "Acta Geológica Hispana", t.V. núm. 3 pp. 72-76.

- MARTIN AGUADO, M. (1963a). Consideraciones sobre las terrazas del Tajo. "Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España", núm. 71, pp. 163-178.
- MARTIN AGUADO, M. (1963b). "El yacimiento prehistórico de Pinedo (Toledo) y su industria triédrica", ser. II, núm. 1. Publ. del Inst. Prov. de Investigaciones y Est. Toledanos.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979). Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcalá de Henares (Madrid). Interpretación tectónica. "Estudios geológicos", vol. 35, pp. 599-604.
- MARUSZCZAK, H. (1969). Une analyse paléogéographique de la repartition de loess polonais et de ses caracteres lithologiques directifs. "Biuletyn Peryglacjalny", núm. 20, pp. 133-152.
- MARY, G. (1964). Le periglaciaire des environs du Mans. (Sarthe, France). -- "Biuletyn Peryglacjalny", núm. 13, pp. 53-98.
- MARY, G. (1970). Depots marins et colisation anciennes du phare de Peñas. - "Breviora Geologica Asturica", núm. 3. pp. 29-32.
- MASACHS ALAVEDRA, V. (1947). Los factores determinantes de la distribución glacial de los tipos de régimen de los ríos de la Península Ibérica. "Estudios Geográficos", núm. 28, pp. 475-491.
- MASACHS ALAVEDRA, V. (1948a). "El régimen de los ríos peninsulares", pp. 13-511. C.S.I.C. Madrid.
- MASACHS ALAVEDRA, V. (1948b). Las crecidas y los estiajes en los ríos de la Península Ibérica. "Las Ciencias", año XIII, núm. 2. pp. 289-308.
- MASACHS ALAVEDRA, V. (1954). El Clima. Las Aguas. I, II, pp. 9-142 en "Geografía de España y Portugal", ed. M. TERAN y L. SOLE SABARIS. Montaner y Simón S.A. Barcelona.
- McKEE, E.D. (1966). Structures of dunes at white sands National Monument, New Mexico. "Sedimentology", 7 pp. 1-69.
- MEIN, P. (1975). Proposition de Biozonation du Neogene Mediterranean a partir - des mammiferes. Actas I. Coloquio Intern. sobre Biostratigrafia continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 4. pp. 112-123. 1 cuadro. Sección de Paleontología de vertebrados y humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- MEIN, P., MOISSENET, E y TRUC, G. (1978). Les formations continentales du Neógene superieur des vallées du Jucar et du Cabriel au NE d'Albacete (Espagne). Biostratigraphie et Environnement. "Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon" núm. 72, pp. 99-147.
- MENSUA, S. y IBAÑEZ, M.J. (1975). Alveolos en la depresión del Ebro "Cuadernos de Investigación", 2, pp. 3-14.
- MESEGUER, J. (1953). Mapa Geológico de España a E.1:50.000, Villarta de San -- Juan (738). "IGME".

- MESEGUER, J. (1954). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Tomelloso (762). "IGME".
- MILLOT, G. (1967). Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des facies sédimentaires (y compris les séries rouges). "Sedimentology", 8, pp. 259-280.
- MINISTERIO DE AGRICULTURA (1966). Mapa forestal de España a E. 1:400.000, Hojas núms. 10 y 11. M. de Agric. Madrid.
- MIRA, F. (1906). Las dunas de Guardamar (Alicante). "Mem. R. Soc. Española -- Hist. Nat", t. IV, pp. 55-77.
- MOLDVAY (1957). Aeolian sedimentation (in Russian). "Acta Geol. Acad. Sci. -- Hung", 4, pp. 271-320.
- MOLINA, E y PEREZ-GONZALEZ, A. (1971). Informe geológico del yacimiento de -- "Las Higueruelas" (Ciudad Real). Estudio para la "Wenner-Gren Foundation -- for Anthropological Research, Inc", (Inédito).
- MOLINA, E, PEREZ-GONZALEZ, A y AGUIRRE, E. (1972). Observaciones geológicas -- del Campo de Calatrava. "Estudios geológicos", vol. 27, pp. 3-11.
- MOLINA, E. (1974). Campo de Calatrava. En Submeseta meridional, Campo de Calatrava por E. MOLINA, E. AGUIRRE y J. MORALES, pp. 215-244. "Coloquio Internacional sobre biostratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior". Libro-guía. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava". "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario", núm. 3, pp. 7-106. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- MOLINA, E. (1976). Estudio micromorfológico y cronología relativa de paleosuelos en la Meseta Inferior (Ciudad Real). "Anales de Edafología y Agrobiología", T. XXXV, núms. 7 y 8, pp. 697-721.
- MOLINA, E. (1977). Estudio micromorfológico de las alteraciones que afectan a las calizas de facies Páramo en antiguos perfiles pliocenos. "Acta Geológica Hispánica", Año XII, núms. 1/3 pp. 38-41.
- MOLINA, E y ALEIXANDRE, T. (1978). Estudio de las acumulaciones de carbonatos y procesos de alteración desarrollados bajo la superficie Pliocena en la Cuenca del Tajo. "Proceedings of the 5th Intern. Working Mect. on soil Micromorphology". Granada. pp. 501-521. M
- MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980). Quelques précisions sur l'altération du -- Massif Hercynien espagnol. "C.R. Acad. Sc. Paris", t. 290, ser. D, pp. 1293-1296.
- MONTUÑOL, F, GALLARDO, J y ALEIXANDRE, T. (1970). Los paleosuelos rojos en -- las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real). "Anales de Edafología y Agrobiología", t. XXIX, núm. 7-8, pp. 549-573.

- MOP, (1964). "Datos climáticos para carreteras", pp. 3-282. Dir. Gen. de Carreteras.
- MORALES, J. y AGUIRRE, E. (1976). Carnívoros de Venta del Moro. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 5, pp. 31-82. Sección de Paleontología de -- Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- NAKAGAWA, H. (1977). Magnetostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene boundary. "Giornale di Geologia" (2), XLI, fase I-II, pp. 315-320. N/QB. II. Symposium, Bologna, 1975.
- NICOD, J. (1967). Recherches morphologiques en Basse-Provence Calcaire. "Etudes et travaux de Mediterranee", 5, pp. 3-557.
- NIÑEROLA, S., TRAC, N., TORRENS, J., BATLLE, A y CALVIN, J. (1976). El Embalse Subterráneo de la Llanura manchega. "I. Simposio Nacional de Hidrogeología" Valencia. T. II, pp. 234-253. Valencia.
- NOON, H. (1966). "Les regions cotieres de la Galice (Espagne)". Publications - Fac. des Letres Univ. de Strasbourg. T. III, págs. 7-591. París.
- NOVO y CHICARRO, P. (1915). Reseña geológica de la provincia de Alicante. "Bol Inst. Geol. y Min. de España", t. 36, pp. 57-148.
- OAKLEY, K. (1968). "Cronología del Hombre fosil" (trad. española Frameworks - for Dating Fossil Man). pp. 11-317. Ed. Labor S.A.
- OBERMAIER, H. (1925. 2a. ed.). "El Hombre fosil" 457 págs, 2. ed. de la Mem - núm. 9, en "Junta Ampl. Estud. e Investig. Cientif. Com. Inv. Pal. y -- Prehist".
- OLAVERRY, T. y REY, R. (1980). Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a E. 1:1.000.000, formado por T. OLAVERRY y R. REY. "IGME". - 1980 (en prueba).
- OLSON, J. (1968). Eolian transport. en "The Encyclopedia of Geomorphology" ed. R.W. FAIRBRIDGE, pp. 309-312 D.H. y R.
- ORDÓÑEZ, S., GARCIA DEL CURA, M.A. y MARFIL, R. (1973). Sedimentación actual. la laguna de Pétrola (Albacete). "Estudios geológicos", vol, 29, pp. 367-377.
- ORDÓÑEZ, S., SANTOS, J.A., y GARCIA DEL CURA, M.A. (1975). Contribución al conocimiento de la evolución de la cuenca del río Júcar (España) durante el Neógeno-Cuaternario. "II Congreso Iberoamericano de Geología Económica". T. 1, pp. 579-596. Argentina. Buenos Aires.
- ORDÓÑEZ, S., SANTOS, J.A. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1976). Estudio sedimentológico de la Cuenca del Júcar. I. Rocas carbonáticas. "Estudios geológicos", vol. 32, pp. 535-546.
- OVEJERO, G y ZAZO, C. (1971). Niveles marinos pleistoceno en Almería (SE de - España). "Cuaternaria", XV, pp. 145-159.

- PAQUET, H y VAUDOUR, J. (1974). Sols et paleosols argileux foncez des environs de Madrid. "Rev. géograph. des Pyrénées et du Sud-Ouest", T. 45, fase 3. pp 217-242.
- PAPADAKIS, J. (1966). "Climates of the world and their agricultural potentialities". Buenos Aires. Argentina.
- PARGA, J.R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. "Trab. Lab. Geol. de Lage", núm. 37. pp. 3-15, Lage (La Coruña).
- PECSI, M. (1968). Loess en "The Encyclopedia of Geomorphology", pp. 674-679 -- ed. Por R.W. FAIRBRIDGE. D.H.R.
- PELTIER, L.C. (1950). The geographic cycle in Periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. "Ann. Ass. Am. Geogr", 40, pp. 214-236.
- PENCK, A y BRUCKNER, E. (1909). "Die Alpen im Eiszeitalter". Leipzig.
- PERTHUISOT, J.P. y JAUZEIN, A. (1975). Seb khas et dunes d'argile: l'enclave endoreique de Pont du Fahs, Tunisie. "Revue de Géographie Physique et de -- Geologie Dynamique" (2), vol. XVII, fasc. 3, pp. 295-306.
- PEDRAZA, J. (1978). "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español " 459 pgs. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid, (inédita).
- PEREZ-GONZALEZ, A., FUENTES VIDARTE, C. y AGUIRRE, A. (1970). Nuevos hallazgos de "Elephas antiquus" en la terraza media del Jarama. "Estudios geológicos" vol. 36, pp. 219-223.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1971). Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). "Estudios geológicos", vol 37, pp. 317-324.
- PEREZ-GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971). Las series -- continentales al E. de la Sierra de Altomira. "I. Congr. Hisp. Luso-Amer. -- Geol. Econom." T. I. Secc. 1, pp. 357-376.
- PEREZ-GONZALEZ, A y ASENSIO AMOR, I. (1973). Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos del sistema de terrazas del río Henares en la zona de Alcalá-Azuqueca. "Boletín Geológico y Minero", t. 84, pp. 15-22.
- PEREZ-GONZALEZ, A., ALEIXANDRE, T., GALLARDO, J., PINILLA, A. y MEDINA, A. -- (1974). Valle del Henares, Jarama. Guía de excursión B. Actas de la I Reunión del G.T. del Cuaternario. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 2, pp. 223-230. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- PEREZ-GONZALEZ, A y MIGUEZ, F. (1975). Mapa geológico de España a E 1:50.000, 2. ser. 1 ed., cartografía y memoria del cuaternario de Getafe (582). "IGME"
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. "Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 9, pp. 23-36. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana, (I.L.M., C.S.I.C.).

- PEREZ-GONZALEZ, A. (1980). El marco geográfico, geológico y geomorfológico de los yacimientos de Aridos en la Cuenca del Tajo. pp. 15-28. Geología y Estratigrafía de los yacimientos de Aridos en la Llanura aluvial de Arganda (Madrid). pp. 49-61. En Ocupaciones Achelenses en el Valle del Jarama. Ed. M. SANTONJA, N. LOPEZ MARTINEZ y A. PEREZ-GONZALEZ. "Arqueología y Paleocología" I. Dip. Prov. de Madrid.
- PEREZ-GONZALEZ, A. El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. "I Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero", Salamanca. 1979. (en prensa).
- PEREZ MATEOS, O. y RIBA, O. (1961). Estudios de los sedimentos pliocenos y -cuaternarios de Huelva. "II Reunión de Sedimentología", pp. 87-94. C.S.I.C.
- PEREZ MATEOS, J. y BENAYAS, J. (1963). Contribución al estudio de la mineralogía de las terrazas del Manzanares, Jarama y Henares. "Anales Edafología y Agrobiología", t. XXII, pp. 453-463.
- PEREZ MATEOS, J. (1965). "Análisis mineralógico de arenas, métodos de estudio" C.S.I.C. Patronato "Alonso de Herrera" pp. 3-265.
- PEREZ MATEOS, J., MONTURIOL, F. y BENAYAS, J. (1970). Estudio morfológico y -microscópico de los planosuelos sobre la Raña de Guadalajara. "Anales Edafología y Agrobiología", t. XXIX, núm. 11-12, pp. 865-883.
- PEREZ MATEOS, J. y VAUDOUR, J. (1971). Estudio mineralógico de las formaciones superficiales del páramo calizo. "Anales de Edafología y Agrobiología", t. XXX, núms. 3-4. pp. 243-260.
- PEREZ MATEOS, J. y VAUDOUR, J. (1972). Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al sur de Madrid. "Estudios geológicos", vol. 28, pp. 201-208.
- PETTIBONE, F.J., POTTER, P.E. y SIEVER, R. (1972). "Sand and Sandstone". 618 - págs. Springer-Verlag. New York.
- PIRLLOT, P.L. (1956). Les formes europeennes au genre Hipparion. "Mem. Com. -- Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona", núm. 14, 122 pgs.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1944). El alto Guadiana y la zona oriental de la altiplanicie del Campo de Montiel. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 42, pp. 593-612.
- PLANCHUELO PORTALES, E. (1945). Un nuevo afloramiento cretácico en la Mancha de Ciudad Real. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 43, pp. 275-281.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1948). Síntesis del Plioceno de la Mancha. "Las Ciencias", año XII, núm. 4., pp. 808-816.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1949). Nota sobre el afloramiento cretácico del término de Manzanares, en Ciudad Real. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 47., pp. 515-517.

- PLANCHUELO PORTALES, G. (1954). "Estudio del alto Guadiana y de la altiplanicie del Campo de Montiel" (tesis doctoral). Inst. de Estudios Manchegos, - 189 pgs.
- PLANS, P. (1969). Problemas del endorreismo español. "Rev. de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales", T. LXII, pp. 271-309. Madrid.
- PRADO, C. de (1854). Note sur la constitution géologique de la province de Segovia. "Bull. Soc. Geol. France", t. XI, pp. 330-338.
- PRADO, C. de (1864). "Descripción física y geológica de la provincia de Madrid". Junta General de Estadística.
- PRICE, W.A. (1963). Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. "J. Sediment. Petrol", 31 pp. 245-255.
- PRICE, W.A. (1968). Clay dune. pp. 126-128 en "The Encyclopedia of Geomorphology", ed. R.W. FAIRBRIDGE, D.H. y R.
- QUEROL, M.A. y SANTONJA (ed.) (1979). "El yacimiento Achelense de Pinedo (Tolledo)", pp. 11-181. Dir. Gen. del Patrim. Art. Arch. y Museos. Minist. de Cultura.
- QUESADA, A., REY, A. Y ESCALANTE, G. (1967). Reconocimiento geológico de la zona de Carcelén (Provincia de Albacete y Valencia). "Bol. Inst. Geol. y Min. de España", t. 78, pp. 93-185.
- RAMIREZ, E. (1957). Características hidrogeológicas de la zona SW de Manzanares en La Mancha (Ciudad Real). "Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España", núm. 47, pp. 131-145.
- RAYNAL, R. (1961). "Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental). Etude geomorphologique", 617 pags. Rabat.
- RAYNAL, R. y TRICART, J. (1963). Comparaison des grandes etapes morphogenétiques du Quaternaire dans le Midi mediterraneen francais et au Maroc. "Bull. Soc. Geol. France", t. V. pp. 587-596.
- REED, E.C. (1965). Loess deposition in Nebraska. "INQUA, VII. Inst. Congress" pp. 23-27. Boulder and Denver Colorado, USA.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1975). "Depositional sedimentary environments". pp. 3-439. Springer-Verlag.
- REVENGA CARBONELL, A. (1960). "Catálogo de las Comarcas Geográficas de España". pp. 7-197. Publicaciones del Instituto Geográfico y Catastral.
- REEVES, C.C. (1976). "Caliche, origin, classification, morphology and uses". 233 págs. Estacado books. Texas.
- REVILLA, J., QUINTERO, J. (1958). Yacimientos fosilíferos del Mioceno continental de la provincia de Albacete. "Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España", núm. 51, pp. 49-54.

- REVILLA, J. (1958a). Yacimiento fosilífero del Sarmantiense en la zona del - Balneario de Fuente Podrida. "Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España" núm. 52, pp. 3-8.
- REVILLA, J. (1958b). Neritinas de la Fuente del Viso (Albacete). "Not. y Com del Inst. Geol. y Minero de España", núm. 52, pp. 9-16.
- REYES PROSPER, E. (1915). "Las estepas de España y su vegetación", 302 págs. 1 Mapa. Ed. Sucesores de Rivadeneya. Madrid.
- RIBA, O. (1957). "Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid". Livret guide de l'excursión C₂. INQUA V. Cong. Int. (Madrid-Barcelona). pp. 5-55. C.S.I.C.
- RIBA, O., VILLENA, J. y REGUANT, S. (1973). Terciario de la Hoja a E.1:50.000 2a. ser. 1. ed. Venta del Moro (719). "IGME".
- RIBA, O. y VILLENA, J. (1973). Terciarios de las Hojas a E 1:50.000, 2a. ser 1. ed., Utiel (693) y Requena (720). "IGME".
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933). Die Entiwieklung der keltiberischen -- ketren. "Abhandl. Gessell. der Wissensch zu Gottingen. Math. Phys. Kl" III F, h. 7. Berlin. (traducido y extractado por J.M. Ríos con el título Reco nocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalaja ra. II parte, "Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat.", t. 42, núm. 3-4, pp. 263-283.).
- ROBLES, F. (1970). "Estudio estratigráfico y paleontológico del Neógeno con- tinental de la cuenca del río Júcar". Tesis doctoral, Univ. de Valencia -- inédita).
- ROBLES, F. et al (1974). Levante. Guía 4.10, pp. 87-133 en "Coloquio interna cional sobre biostratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaterna- rio inferior". Montpellier-Madrid. Sección de Paleontología de Vertebra-- dos y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- ROBLES, F. (1975). El género "Melanopsis" Ferusac en el Neógeno continental de la cuenca del río Júcar (1. nota). "1. Centenario de la R. Soc. Español a de Hist. Nat", T. I, geología. pp. 357-364.
- ROIZ GARCIA, J.M. (1977). Notas morfológicas sobre el borde septentrional -- del Campo de Montiel. "Tecniterrae", núm. 18, pp. 8-13.
- ROLDAN FERNANDEZ, A. (1968). Temperaturas en España. "Bol. Mensual Climatoló gico", Marzo 1968, pp. 5-9. S.M.N. Ministerio del Aire.
- ROMMERSKIRCHEN, E. (1978). Morphogenese der Mancha und ihrer Randgebiete. -- "Düss Geograph. Sch." H10, pp. 3-84.
- ROQUERO, C. y ONTANÓN, J.M. (1966). Une forme d'accumulation des carbonates calcique et magnesique en bandes horizontales et grillages sous climat se miaride mediterraneen. pp. 465-471. "Comunicaciones. Conferencia de sue-- los Mediterráneos". Madrid. 1966. C.S.I.C.

- ROSELLO, V. (1971). Nota sobre la geomorfología litoral del Sur de Valencia. (España). "Quaternaria", XV, pp. 121-144.
- ROYO GOMEZ, J. (1917). Datos para la geología de la submeseta del Tajo. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 17, pp. 519-527.
- ROYO GOMEZ, J. (1920). La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del taio. "Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. geol)", núm. 27, 39 pgs.
- ROYO GOMEZ, J. (1922). El mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. "Junta Ampl. Estud. e Investig. Cientif. (Com. Inv. Pal. y Prehist." (ser. Paleont.), núm. 30, pp. 7-230.
- ROYO GOMEZ, J. (1925). Sobre el yacimiento de moluscos pontienses de la Hontanilla en Taracón. "Actas Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", t. 25, pp. 252.
- ROYO GOMEZ, J. (1927). Tectonics of Iberian continental tertiaries. (Comunicación presentada en el C.G.I. XIV, Madrid, Mayo 1926). "Pan-American Geologist", vol. XLVII, Marzo, pp. 93-108.
- ROYO GOMEZ, J. (1927). Geología y paleontología del terciario situado al N. - de Guadlajara. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 27, pp. 120-133.
- ROYO GOMEZ, J. (1929). Mapas geológicos de España a E. 1:50.000 Madrid (559), y Algete (535). "IGME".
- ROYO GOMEZ, J. (1931). Sobre el yacimiento de mamíferos de Chiloeches. Guadlajara. "Actas Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat", t. 31, pp. 163.
- RUBIONAVAS J. (1976). Mapa geológico de España a E.1:50.000 Santa María del Campo Rus (690). 2. ser. 1. ed. "IGME".
- RUELLAN, A. (1971). Les sols a profil calcaire differencie des plaines de la basse Moulauya (Maroc Oriental). "Memoires ORSTOM", núm. 54, pp. 11-302.
- RUIZ, V., NUÑEZ, A y COLODRON, I. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2a. ser. 1. ed., Ayora (768). "IGME" (en prensa).
- SAENZ GARCIA, C. (1935). Datos para el estudio del Paleógeno continental de Levante. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 35, pp. 456-457.
- SAENZ GARCIA, C. (1943). Notas y datos de estratigrafía española. 12. Manifestaciones levantinas del Paleógeno continental calcáreo y yesífero pp. 230-232. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.", núm. 41, pp. 227-232.
- SAENZ GARCIA, C. (1944). Notas y datos de estratigrafía española. 24. Datos geomorfológicos y tectónicos acerca de la Garganta del Júcar en su paso -- de la provincia de Albacete a la de Valencia pp. 501-503. "Bol. R. Soc. -- Española. Hist. Nat", núm. 42, pp. 487-503.
- SANCHEZ CELA, V., ORDOÑEZ, S., NIETO, F. y MARTINEZ, F. (1972). "Estudio previo de Terreno. Corredor de Levante. Tramo: La Roda-Chinchilla de Montearagón". 95 pgs. M.O.P.

- SANCHEZ SORIA, P. (1973). "Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)". Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid (inédita).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978). "Planteamiento provisional de distribución - de facies en la Cuenca del Duero". IGME (Proyecto MAGNA).
- SANJAUME, E. (1974). El cordón litoral de la Albufera de Valencia: estudio - sedimentológico. "Cuadernos de Geografía", 14, pp. 61-96.
- SAN JOSE, M.A. (1975). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2a. ser., 1. ed., Chinchón (606). "IGME".
- SANTONJA, M. y REDONDO, E. (1973). Avance del estudio del Paleolítico del -- Campo de Calatrava. "Cuade. de Est. Manchegos", núm. 4, pp. 121-158.
- SANTONJA, M. (1976). Las industrias del Paleolítico inferior en la Meseta es - pañola. "Trabajos de Prehistoria", vol. 33 pp. 121-164.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1976). Estudio de Industrias del Paleolítico In - ferior Procedentes de una terraza del Tormes (Galisancho, Salamanca). "Ze - phyrus", XXVI-SSVII, pp. 97-109.
- SANTONJA, M., QUEROL, M.A. y PEÑA, J.L. (1977). Aplicación de la tipología de Industrias paleolíticas a la datación del Pleistoceno superior en el Campo de Calatrava (Ciudad Real). "Actas de la II Reunión Nacional del G.T. del Cuaternario. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario" núm. 6. pp. 251-262, Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- SANTONJA, M., QUEROL, M.A., PEREZ-GONZALEZ, A y HOYOS, M. (1977). Nuevas in - dustrias paleolíticas en la cuenca alta del río Guadiana. Estudio prelimi - nar. Actas de la II Reunión del G.T. del Cuaternario. "Trabajos sobre Neó - geno-Cuaternario". núm. 6 pp. 263-274. Sección de Paleontología de Verte - brados y Humana (I.L.M. C.S.I.C.).
- SANTONJA, M. (1977). Las bifac es del Cerro de San Isidro conservados en el - Museo Arqueológico Nacional. "R. Arch. Bbltcs y Museos", t. 30 (1), pp. 147 184.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1977a). Comentarios sobre la investigación del - paleolítico inferior en la Península Ibérica. Evolución del Achelense en la Meseta Central Española. "Bol. de la Asoc. de Amigos de la Arqueología" núm. 7, pp. 4-10.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1977b). Yacimientos paleolíticos en el Valle del Jarama. "Bol. de la Asoc. de Amigos de la Arqueología", núm. 8 pp. 4-9.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1977c). La gravera cuaternaria de las Acacias en el río Jarama. "Actas XIV Congr. Nacional de Arqueología", pp. 49-56. Vito - ria 1975.

- SANTONJA, M., LOPEZ MARTINEZ, N., PEREZ-GONZALEZ, A. y QUEROL, M.A. (1978). Posición cronológica de los sitios de ocupación achelenses de Aridos. "Boletín Geológico Minero", t. 89, pp. 399-406.
- SANTONJA, M., LOPEZ MARTINEZ, N. y PEREZ-GONZALEZ, A. (1978). Acheulan Occupation sites in the Jarama Valley (Madrid, Spain). "Current Anthropology", vol 19, núm. 2. pp. 394-395.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1979). El paleolítico inferior de la Meseta española. "Actas de la IV Reunión del G.T. del Cuaternario", pp. 196-121. Banyoles, 1979.
- SANTONJA, M., LOPEZ MARTINEZ, N y PEREZ-GONZALEZ, A. (ed) (1980). Ocupaciones Achelenses en el Valle del Jarama. "Arqueología y Paleoecología I", pp. 15-352. D. Prov. Madrid.
- SANTONJA, M. (1980). "El paleolítico inferior de la Meseta Central española". Fac. de Geografía e Hist. Univ. Complutense. Madrid (inédita).
- SANTONJA, M., QUEROL, M.A. y PEREZ-GONZALEZ, A. El Yacimiento de la Maya I y de la secuencia paleolítica del valle del Tormes. "I. Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero". Salamanca. 1979 (en prensa).
- SANTOS GARCIA, J.A. (1975). "Estudio petrológico del Terciario continental de la Cuenca del Júcar (Albacete)" 108 págs. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense Madrid (inédita).
- SANZ, T. (1946). Investigaciones de la cuenca hidrográfica de la Mancha. "Not y Com. del Inst. Geol. y Minero de España", núm. 15, pp. 237-250.
- SAVELLI, C. (1977). Radiometric ages relevant for the plio-pleistocene boundary and for the Villafranchian stage. "Giornale di Geologia" (2). XLI, fase I-II. pp. 307-313. N/QB. Proc. Symposium. Bologna.
- SCHAEFER, I. (1953). Die donauiszeitlichen Ablagerungen in Lech und Wertach, "Geol. Bavarica", 19, pp. 13-54.
- SCHIEF, E. y KRIES, W. (1947). Valores medios de la presión atmosférica sobre la Península Ibérica. "Estudios geográficos", núm. 28 pp. 537-544.
- SCHUMM, S.A. (1963). A tentative classification of river channels. "U.S. Geol. Survey Circular", 477, 10 págs.
- SCHUMM, S.A. (1968). River adjustment to altered hydrologic regimen, Murrumbidgee River and Paleochannels, Australia. "U.S. Geol. Surv. Prof. Paper" 598.
- SCHUMM, S.A. (1969). River Metamorphosis. "Proc. A.S.C.E. J. Hyd. Div", H Yi. 6352, pp. 255-273.
- SCHUMM, S.A. (1973). Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. pp. 299-310, en "Fluvial Geomorphology" ed. M. MORISAWA. State Univ. N.Y. Binghamton.

- SCHUMM, S.A. (1977). "The fluvial system", pp. 2-338. John Wiley and Sons.
- SCHWENZNER, J. (1937). Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. "Geogr. Abhandl." 3a. ser, t. X, 128 pags. Traducido al español por V. VIDAL BOX, -- con el título La morfología de la región montañosa central de la meseta española. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", núm. 41, pp. 121-147. (1943).
- SELLEY, R.C. (1970). "Ancient sedimentary environments", 237 pags. Chapman and Hall Ltd. London.
- S.M.N. (1952). "Climatología Aeronáutica de España", T. I. pp. 5-11. Servicio Meteorológico Nacional. Ministerio del Aire.
- SEPPÄLÄ, M. (1969). On the grain size and roundness of wind-blown sands in -- Finland as compared with some central European samples. "Bull. Geol. Soc. Finland", 41, pp. 165-181.
- SEPPÄLÄ, M. (1971). Evolution of eolian relief of the kaamasjoki-kiellajoki -- rivers basin in Finnish Lapland. "Publ. Inst. Geogra. Univ. Turkuensis", núm. 54, pp. 4-88.
- SEPPÄLÄ, M. (1974). Some quantitative measurements of the present-day deflation on Hietatievat, Finnish, Lapland. "Mathem. Physik, Klasse", F. III. -- num. 29, pp. 208-220.
- SEPPÄLÄ, M. y LINDE, K. (1978). Wind tunnel studies of ripple formation. "Geografiska Annaler", vol. 60, Ser. A, pp. 29-42.
- SMITH, H.T.U. (1965). Dune morphology and chronology in central and western Nebraska. "Journal of Geology" vol. 73, núm. 4 pp. 557-578.
- SOLE SABARIS, L. (1951) (2. ed.). "Geografía física" T. I. pp. 3-500 de la col. Península Ibérica, ed. M. Teran. Montaner y Simón, S.A.
- SORIANO, J., MARFIL, R. y DE LA PEÑA, J.A. (1977). Sedimentación salina actual en las lagunas del norte de Alcazar de San Juan (Ciudad Real). "Estudios -- Geológicos", vol. 33, pp. 123-130.
- SOTO, E. (1979). Estudio paleontológico, pp. 39-42, en "El yacimiento Achelense de Pinedo (Toledo)" ed. M.A. QUEROL y M. SANTONJA. Dir. Gen. Patrim. Artis. Arch. y Museos. Min. de Cultura.
- STANKOWSKI, W. (1963). Eolian relief of North-West Poland on the ground of chosen regions. "The Poznan Society of Friends of Sciences Publications of -- the section of Geography-Geology", 4-1, pp. 1-147.
- STEPHENS, C.G. y CROCKER, R.L. (1946). Composition and genesis of lunettes. -- "Trans. Royal Soc. Southern. Australia", vol. 70, núm. 2, pp. 302-312.
- STONE, R.O. (1967). A desert glossary. "Earth-Science Reviews", 3, pp. 211-268.
- STRAHLER, A.N. (1965). "Introduction to Physical Geography", pp. 111-116. John Wiley and sons. N.Y.

- STRAHLER, A.A. y STRAHLER, A.H. (1977). "Geography and Man's environment", 525 págs. Ed. John. Wiley and Sons.
- SWEETING, M.M. (1972). "Karst Landforms", 362 pags Macmillan.G.B.
- SWINEFORD, A. y FRYE, J.C. (1945). A mechanical analysis of wind-blown dust compared with analyses of loess. "Am. J. Sci", 243, pp. 249-255.
- TAMES, C. (1949). Bosquejo del clima de España según la clasificación de C.W. Thornthwaite. "Bol. Inst. Nac. Investigaciones Agronómicas", junio, núm. 20 pp. 49-123.
- TAILLEFER, F. (1944). "Le piemont des Pyrenees francaises. Contribution a l'etu de des relief de piemont". These letres, Toulouse, Privat, 383 pgs.
- TANNER, W.F. (1961). An alternate approach to Morphogenetic Climates. "Southeastern Geologist", 2 pp. 251-257.
- TEMPLADO, D. y ALVARADO, A. (1941). Mapa geológico de España a E.1:50.000 Val-depeñas (812). "IGME".
- TORRENS, J., BATLLE, A., NIÑEROLA, S., GONZALEZ FERMOSE, F., y CALVIN, F. -- (1976). Contribución al conocimiento de relaciones entre los acuíferos del Campo de Montiel y la Llanura manchega "La leyenda del Guadiana". "I Simposio Nacional de Hidrogeología". T. I. pp. 398-420, Valencia.
- TORRENT, J. (1976). Soil Development in a Sequence of River Terraces in Northern Spain. "Catena", vol, 3 pp. 137-151.
- TORRENT, J. y BENAYAS, J. (1977). Origin of gibbsite in a Weathering profile - from granite in West-central Spain. "Geoderma", 19, pp. 37-49.
- TRICART, J. (1937). Carte des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. "Memoires carte geologique detaillée de la France", 40 pgs. Min. l'industrie et du Commerce.
- TRICART, J. (1966). Paléoclimats et terrasses quaternaires. "C.R. somm. Soc. Geol. France", fasc. 5 pp. 202-203.
- TRICART, J. (1970). "Geomorphology of cold environments". 320 pgs. Mac Millan and Co Ltd. edimburg.
- TRICART, J. (1971). Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1/20.000, 1/25.000, 1/50.000). "Mémoires et Documents", vol, 12, Cartographie geomorphologique travaux de la R.C. P. 77, pp. 37-105. C.N.R.S.
- TRICART, J. (1979). Paysage et Ecologie. "Revue de Geomorphologie Dynamique". XXVIII, núm. 3, pp. 81-95.

- VANNEY, J.R., MENANTEAU, L y ZAZO, C. (1979). Physiographie et evolution des dunes de Basse Andalousie (Golfe de Cadix, Espagne). "Publications du CNXO. Actes de Colloques" núm. 9 pp. 277-286.
- VAUDOUR, J. (1969). Données nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la région de Madrid. "Méditerranée" núm. 8, pp. 79-92.
- VAUDOUR, J. (1974). Recherches sur la Terra Rossa de la Alcarria (Nouvelle -- Castille). "Memoires et Documents, nouv. serie", vol. 15. Phenomenes karstiques, I. II. pp. 49-69.
- VAUDOUR, J. (1975). Encroûtements, croûtes et carapaces calcaires dans la region de Madrid. "Méditerranée", núm. 2, pp. 39-60.
- VAUDOUR, J. (1977). "Contribution a l'etude geomorphologique d'une region mediterrannee semi-aride. La region de Madrid. Alterations, sols et paleosols" Resumen de Tesis doctoral. (Univ. D'Aix-Marseille) 11 págs. ciclostilado.
- VAUDOUR, J. (1979). "La region de Madrid", alterations, sols et paléosols. pp. 5-390. Ed. Ophrys.
- VEGAS, R. (1975). Wrench (transcurrent) fault system of the south western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. "Geol. Rundt", vol. 64, núm. 1. pp. 266-278. Stuttgart.
- VERNEUIL, MM. de et COLLOMB, E. (1852-53). Coup d'ocil sur la constitution -- géologique de quelques provinces de l'Espagne. "Bull. Soc. Geol. France", 2a. ser., t X, pp. 61-147.
- VIALARD, P. (1968). Le néocrétacé de la chaîne iberique and occidentale aux confins des provinces de Cuenca, Teruel, et Valencia. "C.R. somm. Soc. -- Geol. France", 6, pp. 184-185.
- VIALARD, P y GRAMBAST, L. (1968). Presence de Cretacé supérieur continental dans la chaîne iberique castillane. "C.R. Acad. Sc. Paris" t. 266, pp. 1702 1704.
- VIALARD, P. (1969). Le Néocrétacé de la chaîne iberique castillane au SW de la Serranía de Cuenca. "C.R. somm. Soc. Geol. France", 6, pp. 211-212.
- VIALARD, P. y GRAMBAST, L. (1970). Sur l'age Post-Stampien moyen du plissement majeur dans la chaîne iberique castillane. "C.R. somm. Soc. Geol. -- France", 1, p. 9.
- VIALARD, P. (1973). "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne iberique sud-occidentale", 445 pgs. These Sc, Toulouse et Trav. Lab. geol. méditer.
- VIALARD, P. (1979). La Chaîne iberique. Zone de cisaillement intracontinental pendant la tectogenése alpine. "C.R. Acad. Sc. Paris", t. 289, ser. D pp. 65-68.
- VIDAL BOX, C. (1933). La península de El Grove "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat", núm. 33, pp. 45-51.

- VIDAL BOX, C. (1943). La edad de la Superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islands. "Las Ciencias". Año IX, núm. 1 pp. 82-111.
- VIGNEAUX, M. (1975). Aquitaine occidentale. "Guides Géologiques Régionales", pp. 10-223. Ed. Masson and Cie.
- VILA VALENTI, J. ed. (1978). "España". T. I y II. Ed. DANAE, S.A.
- VILANOVA, J. (1872). "Origen, naturaleza y antigüedad del hombre". Imp. de la -- Compañía de Impresores del Reino. Madrid.
- VILAS, L y PEREZ-GONZALEZ, A. (1971). Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa manchega (Cuenca). "Bol. R. Soc. Española His. Nat", núm. 69, pp. 103-114.
- VISHER, G.S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. "Journal of sedimentary y Petrology", vol. 39 núm. 3, pp. 1074-1106.
- WILLKOMM, M. (1852). "Die strand und steppengebiete der Iberischen Halbinsel und deren vegetation" Leipzig.
- WILLKOMM, M. (1896). "Grundzüge der Pflanzverbreitung auf der iberischen -- Halbinsel". Leipzig.
- WILSON, L. (1968). Asymmetric valleys. pp. 30-34. en "The Encyclopedia of Geomorphology" Ed. R.W. FAIRBRIDGE, D.H.R.
- WILSON, L. (1968). Morphogenetic classification. pp. 717-729. en "The Encyclopedia of Geomorphology". Ed. R.W. FAIRBRIDGE, D.H. y R.
- WILSON, L. (1969). Les relations entre les processus geomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. "Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique", (2), vol. XI, Fasc. 3, pp. 303-314.
- WILSON, L. (1973). Relationships between Geomorphic processes and modern Climates as a Method in Paleoclimatology. en "Climatic Geomorphology". Ed. por E. DERBYSHIRE, pp. 269-284. MacMillan, London.
- YEBENES, A., DE LA PEÑA, J.A. y ORDÓÑEZ, S. (1973). Sedimentos dolomíticos para actuales: la "Tierra Blanca" de la Roda (Albacete). "Estudios Geológicos", vol. 29, pp. 343-349.
- YEBENES, A., MARFIL, R., SORIANO, J., DE LA PEÑA, J.A. y DIAZ MOLINA, M. (1977). El Trias de Alcazar de San Juan (Región de la Mancha). "Cuadernos de Geología Ibérica", vol. 4 pp. 495-508.
- YAZO, C. (1980). "El Cuaternario marino-continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz". Tesis doctoral Univ. Complutense. Madrid (inédita)

ZUIDAM, R.A. van (1975). Calcrete. A review of concepts and an attempt to a new genetic classification. "Colloque Types de croûtes calcaires et leur repartition regionale", pp. 92-98. Strasbourg

ZUIDAM, R.A. van (1976). "Geomorphological development of the Zaragoza region Spain", pp. 5-211. I.T.C. The Netherlands. U.D.C. 551.4 (460).

643

CAPITULO X

APENDICE FOTOGRAFICO

LAMINA I

- Foto 1. Vista general del tramo inferior del Jurásico en Campo de Montiel (Valle del Guadiana alto). En primer término núcleo anticlinal en las dolomías de la Formación Imón, de posible edad triásico superior terminal.
- Foto 2. Aspecto en superficie de las facies conglomeráticas cretácicas (?) de Campo de Montiel, formadas por gravas y cantos de cuarcita des provistos de matriz, por procesos de deflación y lavado.

LAMINA II

- Foto 3. Superficies erosivas intraterciarias en Campo de Montiel. En el plano primero la Superficie de Ossa de Montiel. Al fondo los relieves residuales de la Superficie superior de Campo de Montiel y la Superficie de El Bonillo.
- Foto 4. Cierre de la Llanura manchega central, en su borde nor-oriental, con las sierras paleozoicas de Montes de Toledo. En el plano medio de la foto, el valle del río Guadiana apenas encajado en las superficies plio-cuaternarias de la Llanura.

LAMINA III

- Foto 5. Cauce seco del río Rus, aguas abajo de San Clemente, durante el estiaje del verano de 1.976.
- Foto 6. Playa interdunar de la alguna de Cerro Mesado. Observense los grandes polígonos por extrusión de la sal. Al fondo relieves estructurales calizos del Villafranquiense inferior.

645

LAMINA IV

Foto 7. Dunas irregulares al Sur de Casas de Fernando Alonso

Foto 8. "Estepa" halófila-gipsófila y flancos de dunas que la bordean, en la carretera de Tomelloso a Alcazar de San Juan.

LAMINA V

foto 9. Valle seco, sin nombre, en el "Campo de San Juan", encajado una decena de metros en la Superficie inferior de la Llanura manchega.

Foto 10 Uvala con chicots, de fondo plano y relleno, en la carretera de La Roda a Casas de Guijarro.

LAMINA VI

Foto 11 Vista general de la terraza de +60-70 m del río Júcar (Pleistoceno medio inferior) que descansa erosivamente sobre la unidad litoestratigráfica de las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo de Júcar.

Foto 12. Detalle de la parte superior de la terraza de Fuensanta. Contraste carbonatadas laminares, erosionadas y cubiertas por un horizonte Bt de un suelo rojo mediterráneo.

LAMINA VII

Foto 13 Terraza de +15-16 m (Pleistoceno medio inferior) del Sistema -- fluvial del río Guadiana al SW de El Provencio. Los términos --

646

fluviales superiores, separados del inferior por la línea de cantos y bloques de caliza pliocena, representan la zona de mezcla - de los materiales del Sistema aluvial del río Júcar con los del - Sistema fluvial del río Guadiana.

Foto 14 Barras de cantos y dunas arenosas de la terraza baja del río Rus (Canteras de San Clemente). A techo un horizonte Bt de un suelo - pardo-rojizo y encostramientos difusos y columnares, que inundan los depósitos fluviales superiores

LAMINA VIII

Foto 15 La Superficie superior de la Llanura manchega en el Campo de Mina ya (Plioceno terminal?).

Foto 16 Costras carbonatadas laminares en la Superficie inferior de la -- Llanura manchega (Plioceno terminal - Cuaternario inferior?) al - NW de Argamasilla de Alba. Al fondo la Plataforma morfoestructu-- ral de Campo de Montiel.

LAMINA IX

Foto 17 La unidad litoestratigráfica de la Costra laminar bandeada y multiacintada con arenas limosas rosas o rojizas, en las cercanías - de Villarrubia de Santiago (Mesa de Ocaña).

Foto 18 La misma unidad litoestratigráfica, pero más cargada en detríti-- cos, en el glacis con cobertera (glacis con costra laminar) que - bordea externamente a Campo de Montiel

LAMINA X

Foto 19 Bolsada de Terra rossa de 2ª generación (Villafranesense medio),

647

sellada por la U.L. de la Costra laminar bandeada, en las proximidades de Villarrubia de Santiago (Mesa de Ocaña).

- Foto 20 Corte de Villarrubia de Santiago en la Mesa de Ocaña. Basalmente las "calizas lacustres del Páramo de la Alcarria", karstificadas por la 1ª fase (Rusciniense-Villafranquiense inferior). En el plano intermedio las series rojas del Villafranquiense inferior de la Mesa de Ocaña. En la parte superior de U.L. de la Costra laminar bandeada (Villafranquiense inferior-medio).

LAMINA XI

- Foto 21 La costra clástica roja (Rusciniense-Villafranquiense inferior) - en placas (dalles), erosivamente sobre las "Calizas lacustres del Páramo de la Alcarria", en el corte de Villarrubia de Santiago.
- Foto 22 Cantera de los Santos de la Humosa (Cuenca del Tajo). En la base las "Calizas del Páramo" que estan movidas y afectadas posteriormente, por la primera fase de karstificación con formación de Terra rossa que colmata los huecos por disolución. Encima una potente costra clástica roja que sella las cavidades, y reposa en discordancia sobre las "Calizas del Páramo" inferiores. A techo la Costra laminar bandeada.

LAMINA XII

- Foto 23 Perfil de Casas del Rincón. A muro las Calizas del río Júcar. Encima en discordancia las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgorido del Júcar, en términos carbonatados transicionales a la unidad de las Margas y Calizas de Valdeganga. Ambas unidades tienen una edad del Villafranquiense inferior.

Foto 24 La unidad litoestratigráfica de las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar, ayuso de Fuensanta. Nótese los replanos - estructurales provocados, principalmente, por los hirozontes petrocálcicos que se sitúan a techo de las facies canalizadas.

LAMINA XIII

Foto 25 Contacto discordante entre las calizas bioclásticas en bancos del Jurásico inferior y la unidad litoestratigráfica de las Calizas - travertínicas del Pantano de Peñarroya (Plioceno medio-terminal?) en el cañón del Alto Guadiana, en las inmediaciones del Castillo de Peñarroya. Margas arcillosas rojas endurecidas, rellenan los - planos de diaclasas abiertos en el sustrato calizo jurásico infra yacente.

Foto 26 Calizas palustres-lacustres (Plioceno medio-terminal?) en el aflo ramiento de Ossa de Montiel.

Lamina 1

619

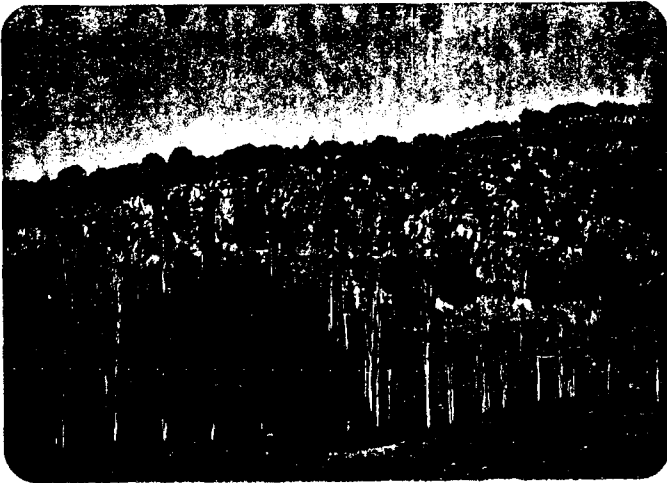


FOTO 1

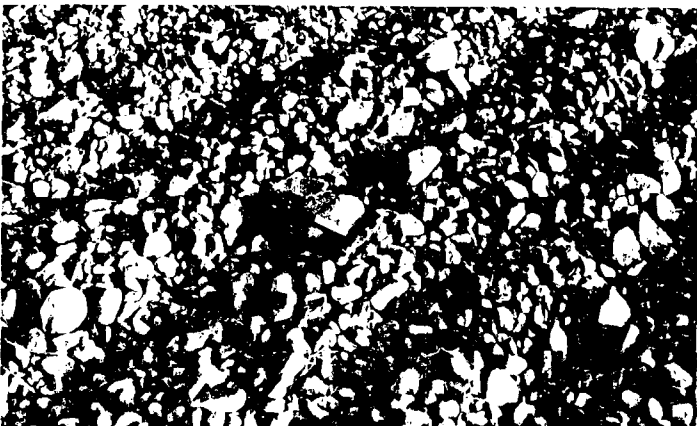


FOTO 2

Lamina 2

650

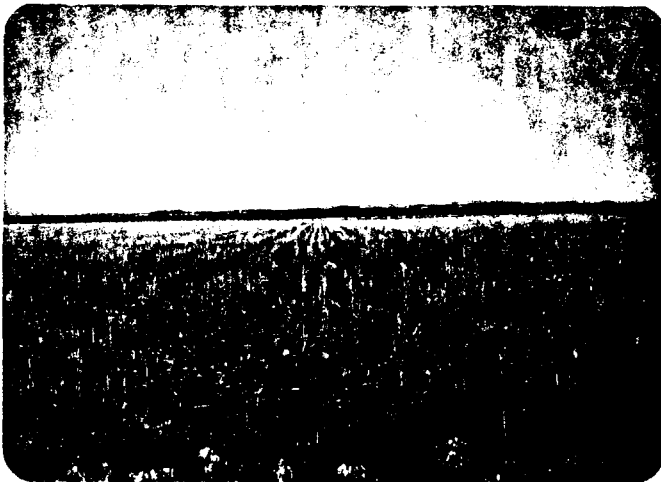


FOTO 3

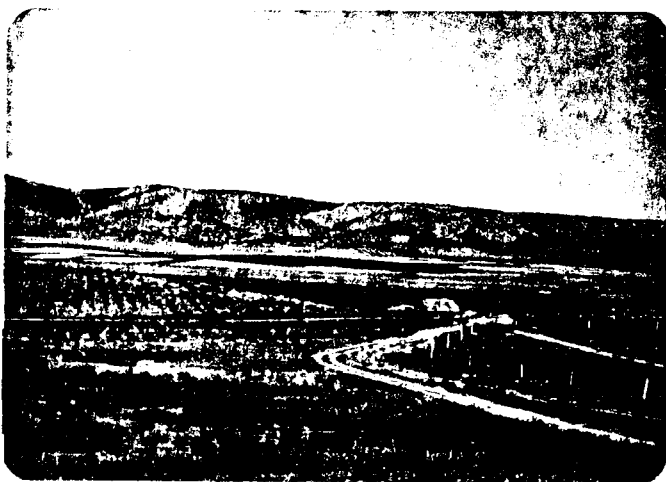


FOTO 4

Lamina 3

651



FOTO 5



FOTO 6

652

Lamina 4



FOTO 7



Lamina 5

653



FOTO 9



FOTO 10

Lamina 6

654



FOTO II



FOTO I2

Lamina 7

655

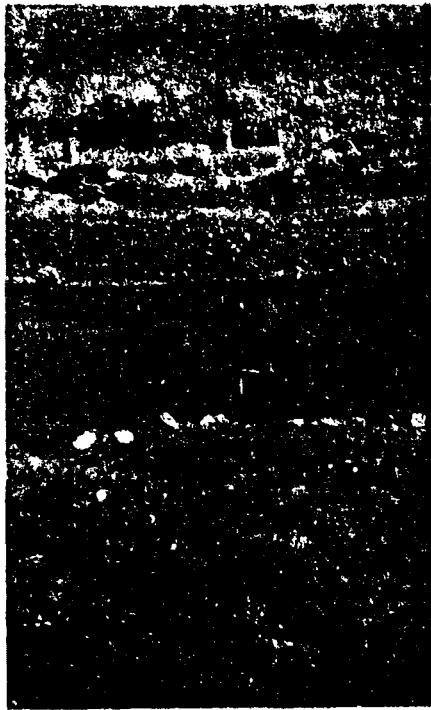


FOTO 13



FOTO 14

Lamina 8

656



FOTO 15



FOTO 16

Lamina 9

657



FOTO 17

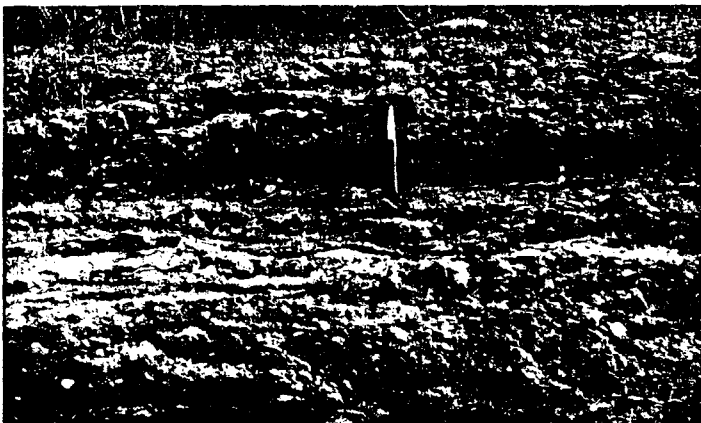


FOTO 18

Lamina 10

658



FOTO 19



FOTO 20

659



FOTO 21



FOTO 22

660

Lamina 12



FOTO 23



FOTO 24

Lamina 13

661



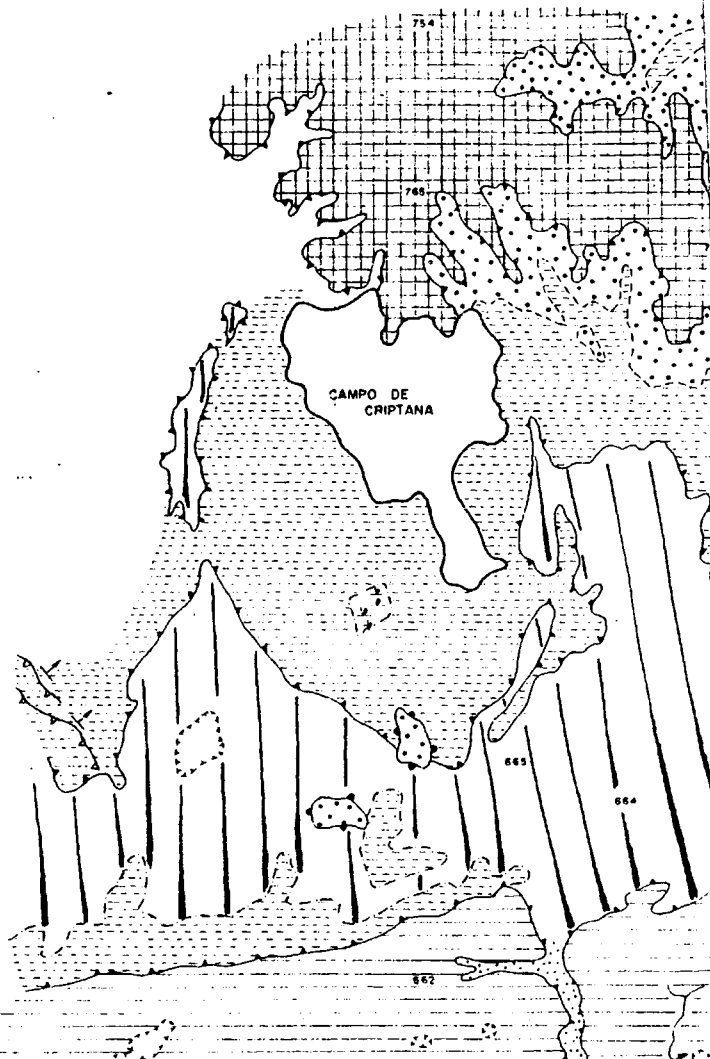
FOTO 25



FOTO 26

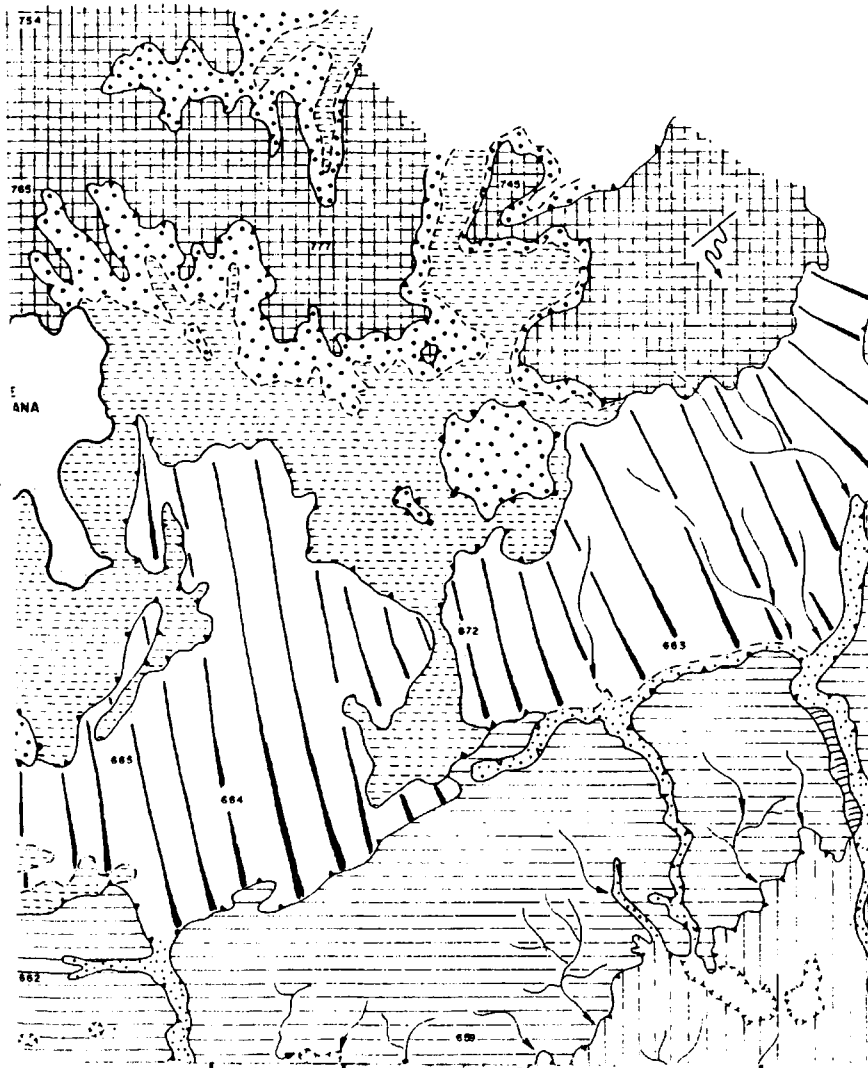
662

663



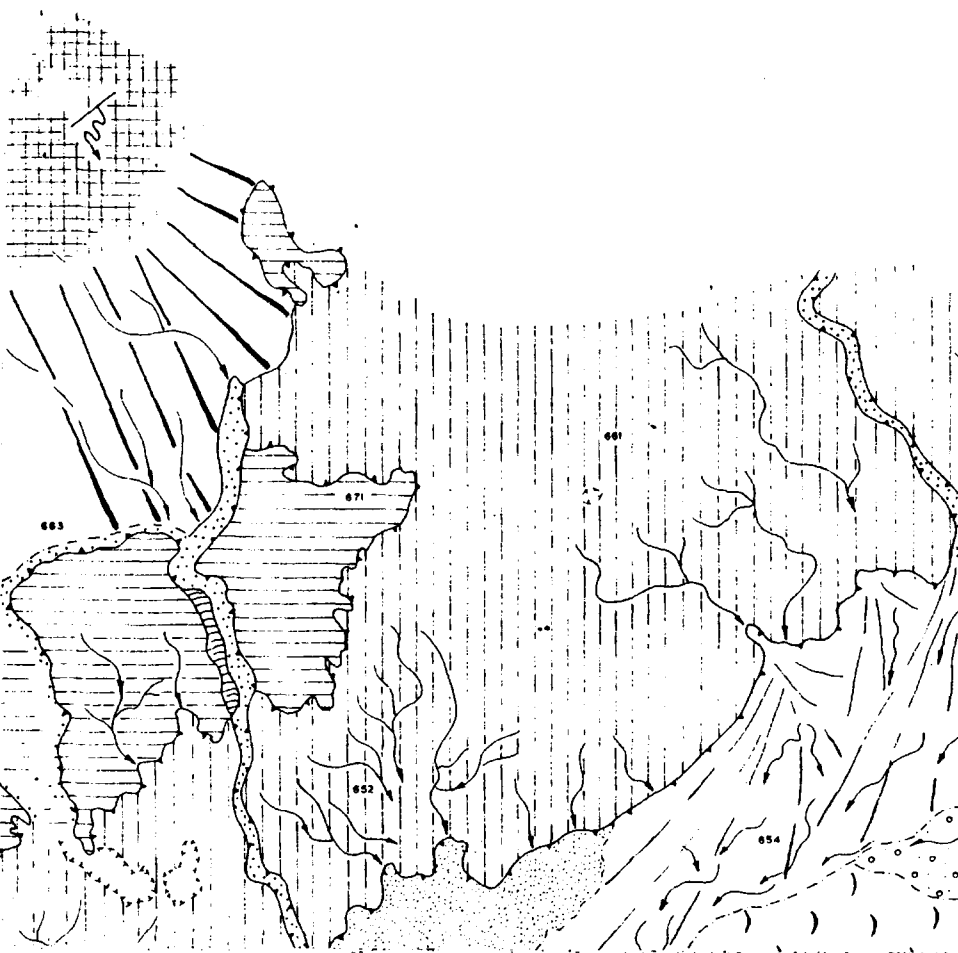
664

665



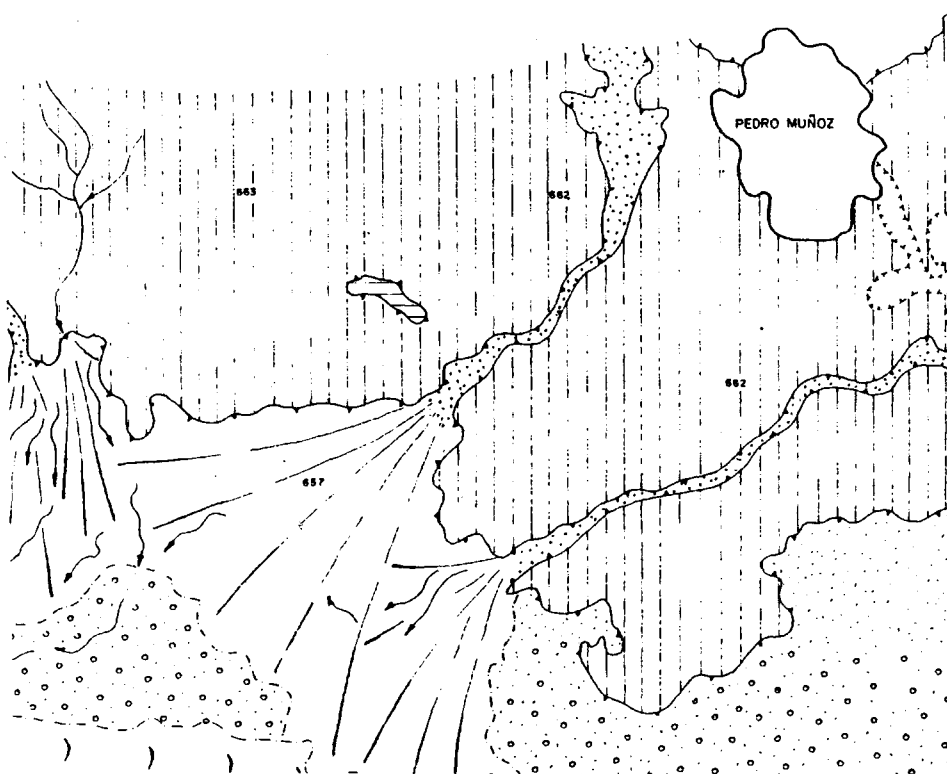
666

667



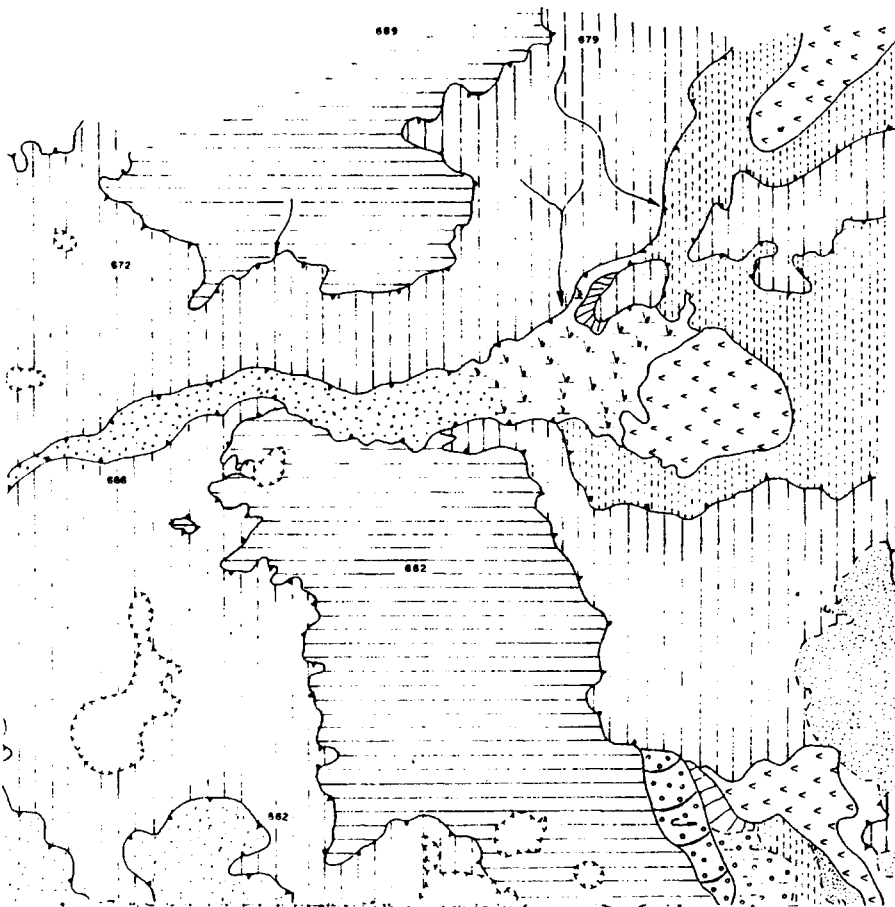
668

669



670




671




672

L E Y E N D A




SECUNDARIO

-  Areniscas, gralías yesos, etc. (Triásico)
-  Calizas, calizas dolomíticas, etc. (Jurásico)
-  Calizas (Cretácico)

TERCIARIO

-  Calizas, margas, cantos y arenas (Eoceno)

CUATERNARIO


-  Cantos y arenas (Terrazas del río Zancara)
-  Limos, cantos y arenas (Llanura de inundación del río Zancara)
-  Fondos aluviales de valle

-  Plataforma de Campo de Cripiana
-  Superficie superior de la llanura manchega
-  Superficie inferior
-  Glacis de acumulación


-  Nucleo urbano

-  725 Cota

-  Ventilactos


-  Regueros, surcos, con sentido del flujo

-  Borde de talud


-  Buzamiento general con repliegues

-  Contacto discordante

-  Contacto concordante


-  Dolina


-  Resalte monoclinal


-  Zonas húmedas por encharcamiento temporal


-  Lagunas, salinas

-  Relieve residual

-  Relieve invertido (canal relleno)


-  Coluviones calizos


-  Cantos, arcillas y arenas (eluviones)

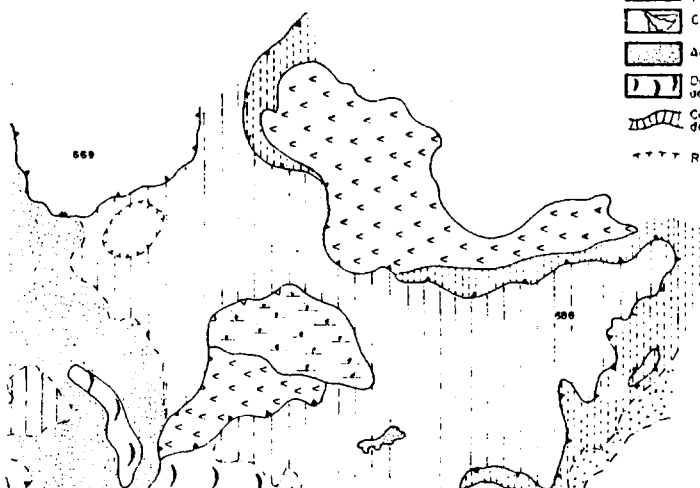
-  Conos aluviales

-  Acumulación arenas cólicas

-  Dunas indiferenciadas y acumulación arenas cólicas

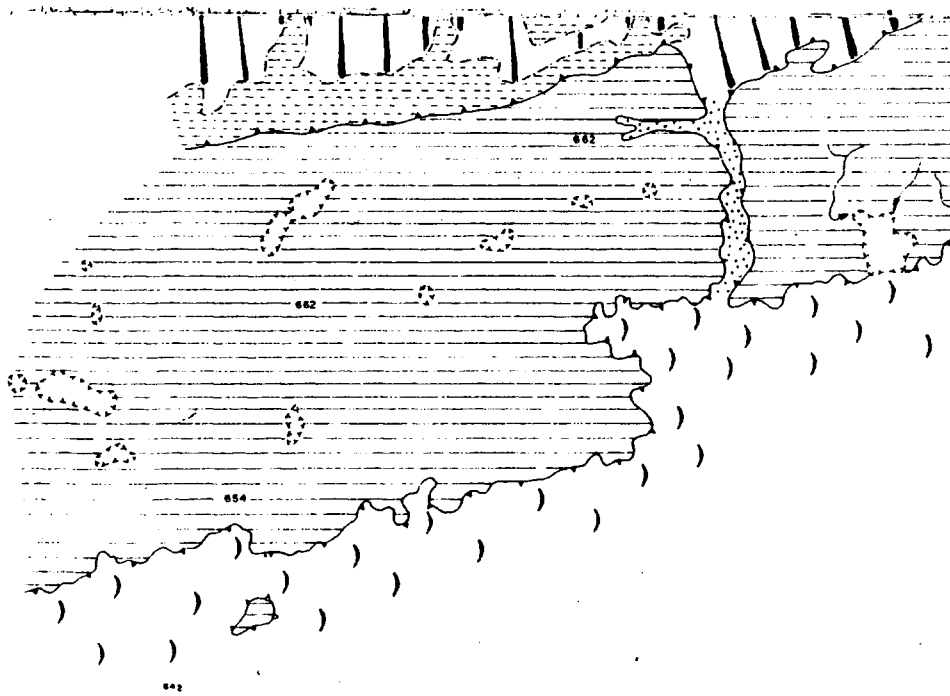
-  Canal abandonado del río Zancara

-  Reborde de terraza



674

675



676

677

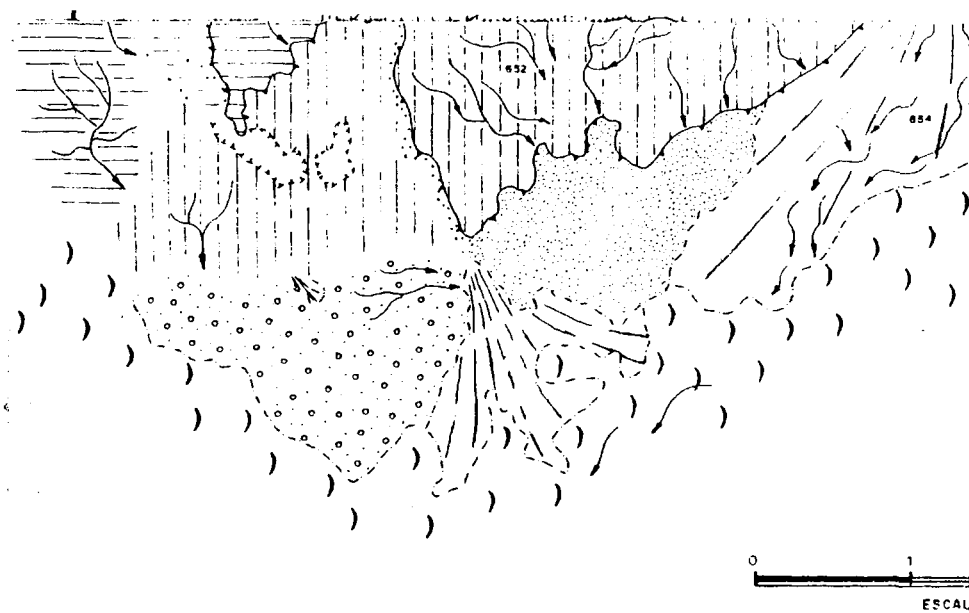
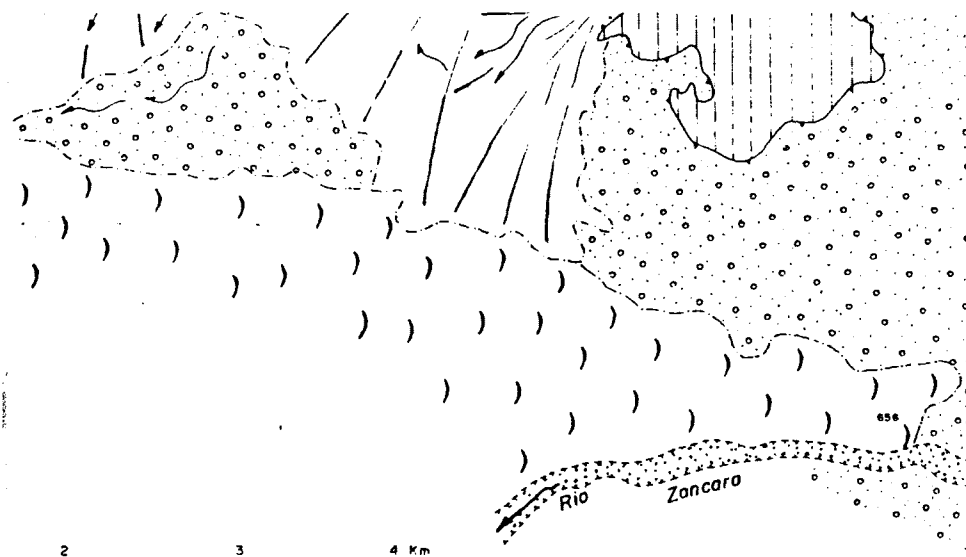


FIG. V-6.-Mapa geomorfológico de un sector de la llanu

678

679

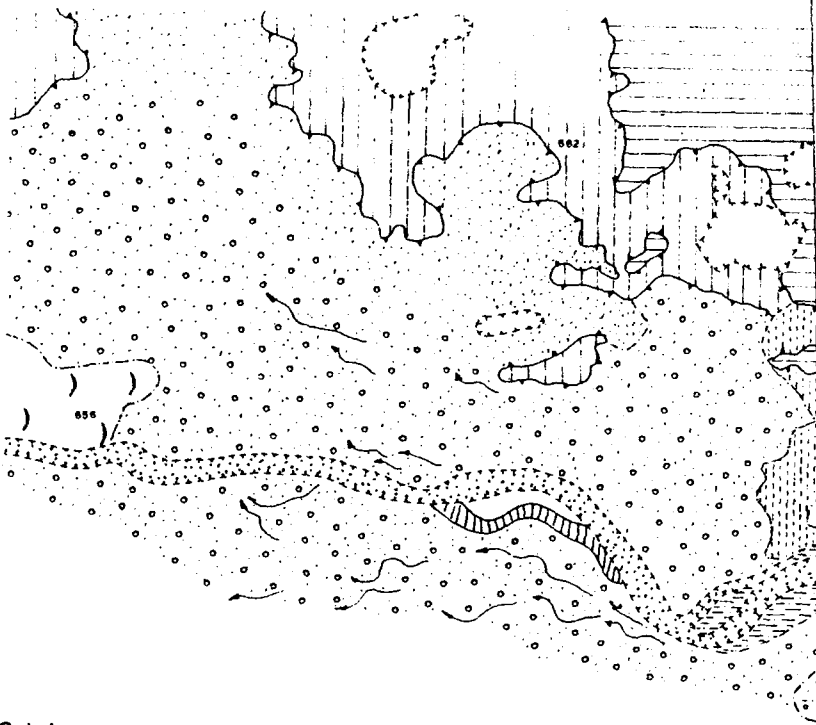


GRAFICA APROXIMADA

manchega entre el Pantano de los Muleteros y Campo de Criptana.

680

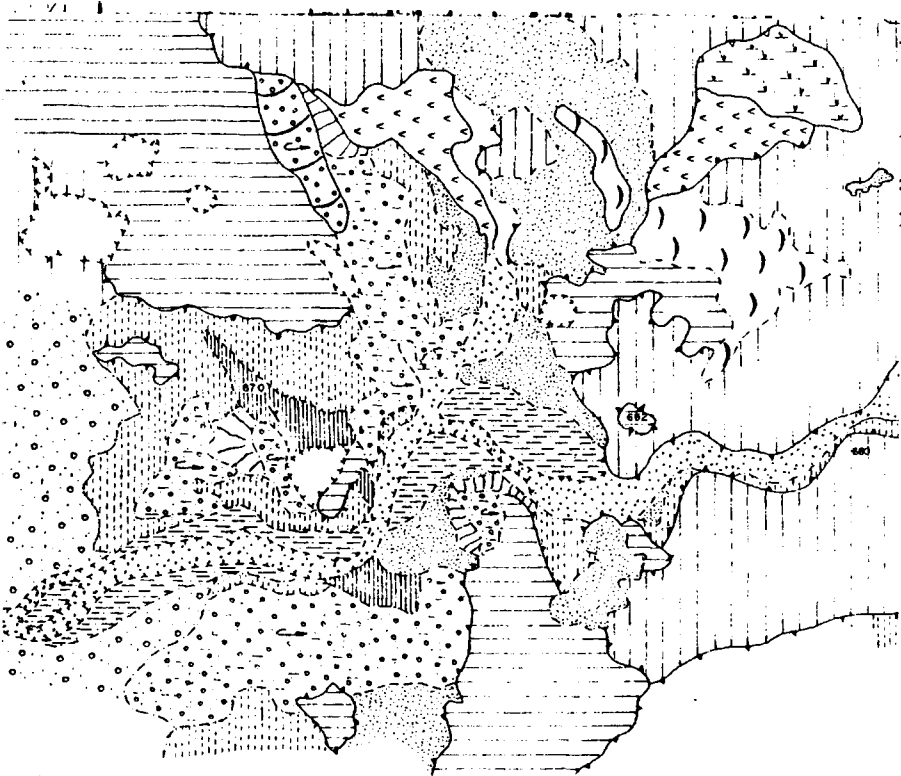
681



Criptana.

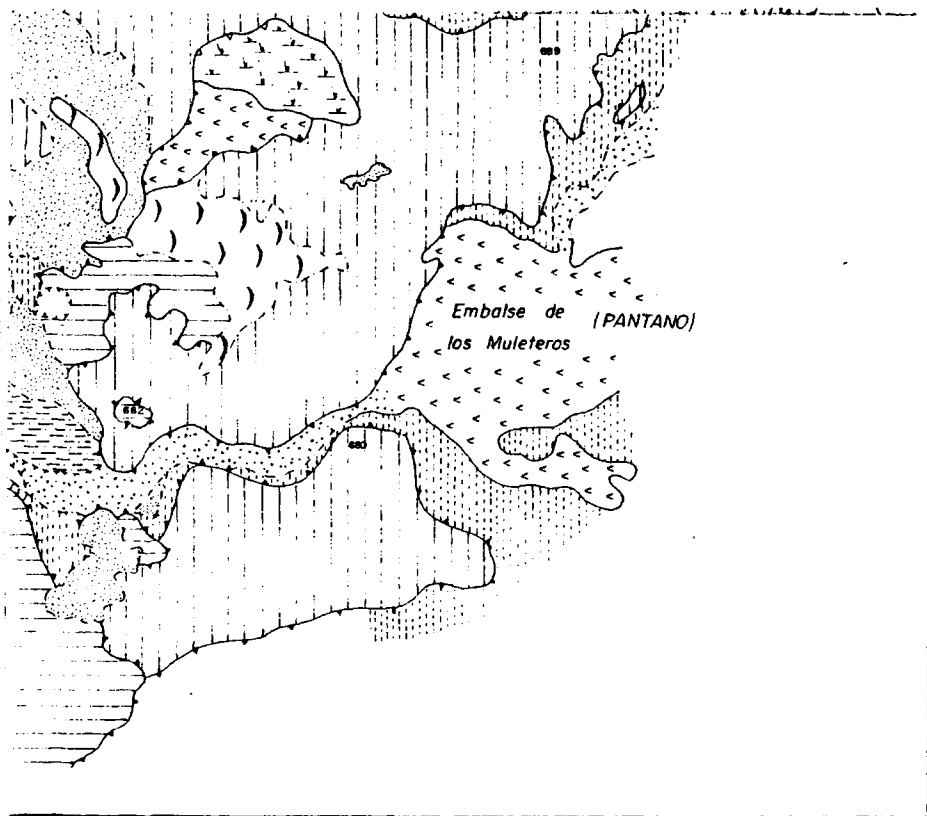
682

683

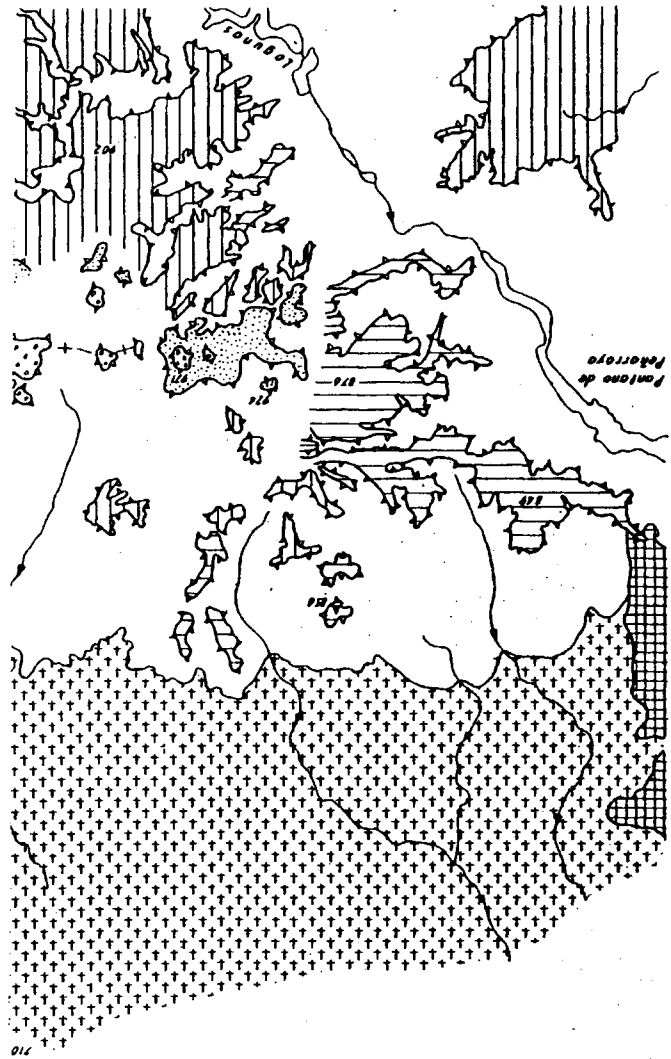


684

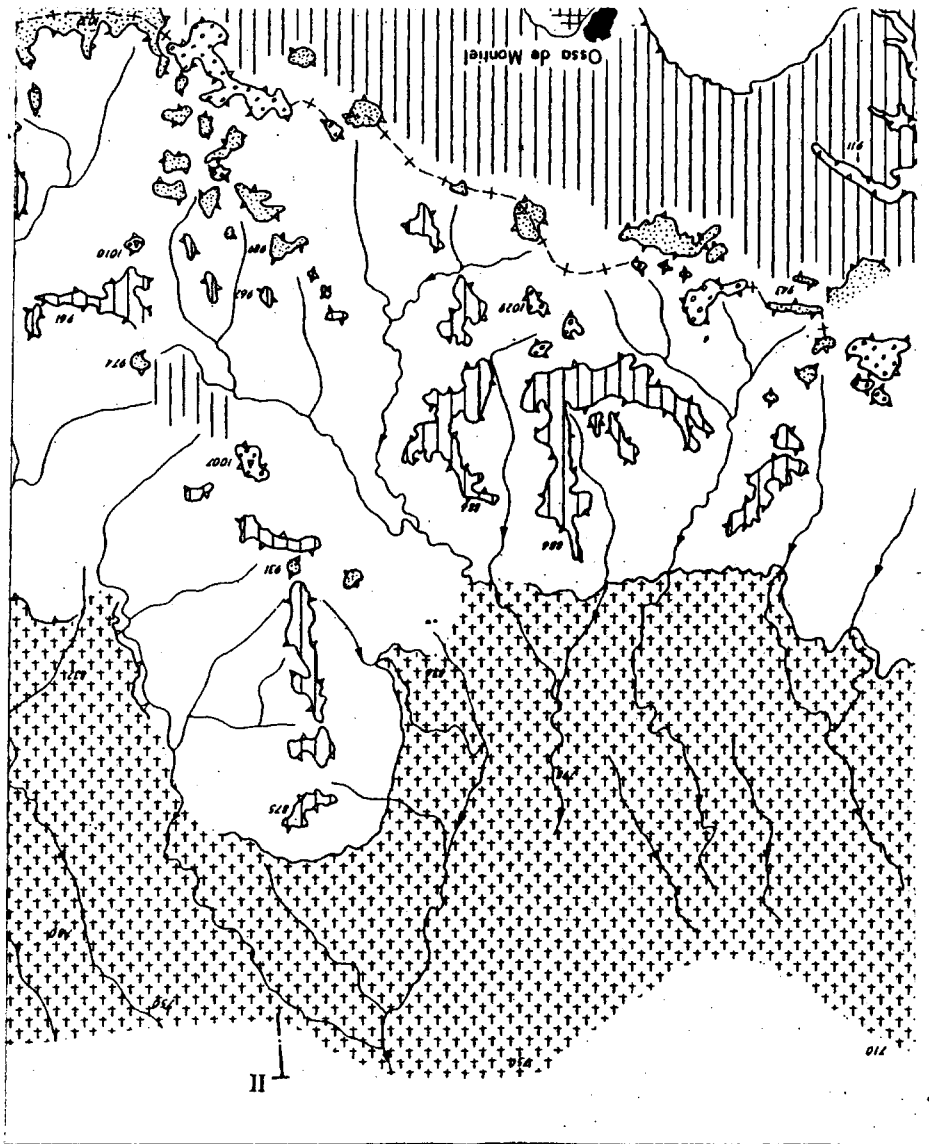
685



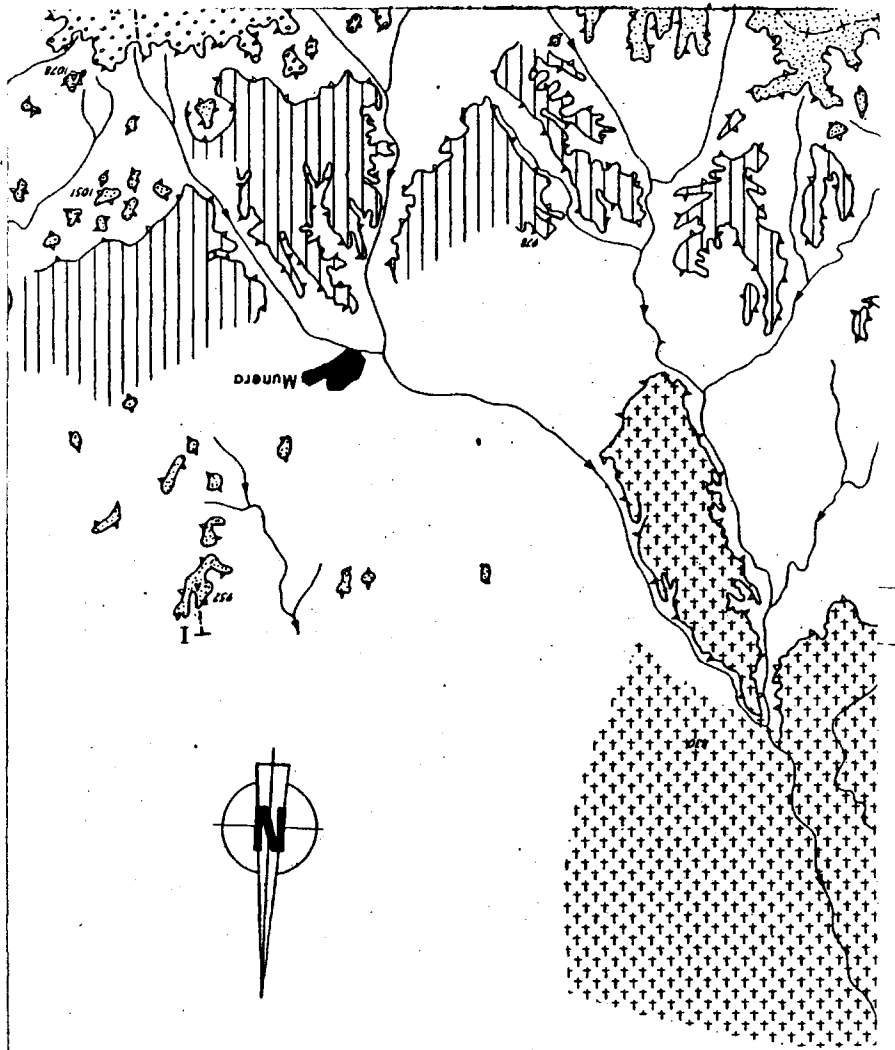
686



688



690

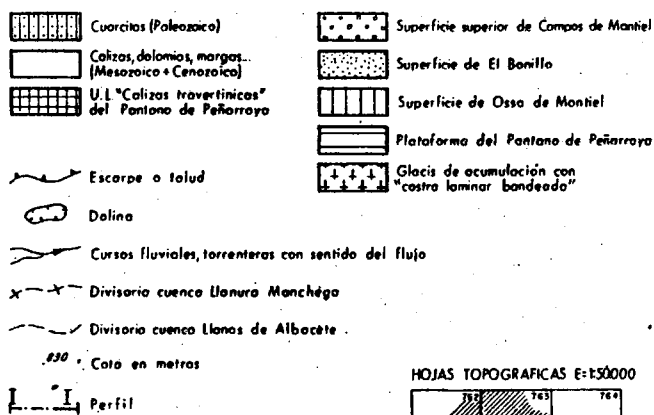


FIG

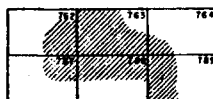
FIG. V-8.- ESQUEMA GEOMORFOLOGICO DE UN SECTOR
DE LA PLATAFORMA MORFOESTRUCTURAL DE
CAMPOS DE MONTIEL

A. PEREZ GONZALEZ (1980)

LEYENDA

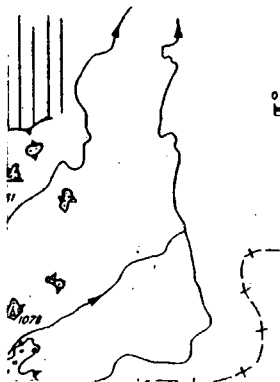


HOJAS TOPOGRAFICAS E=1:50000



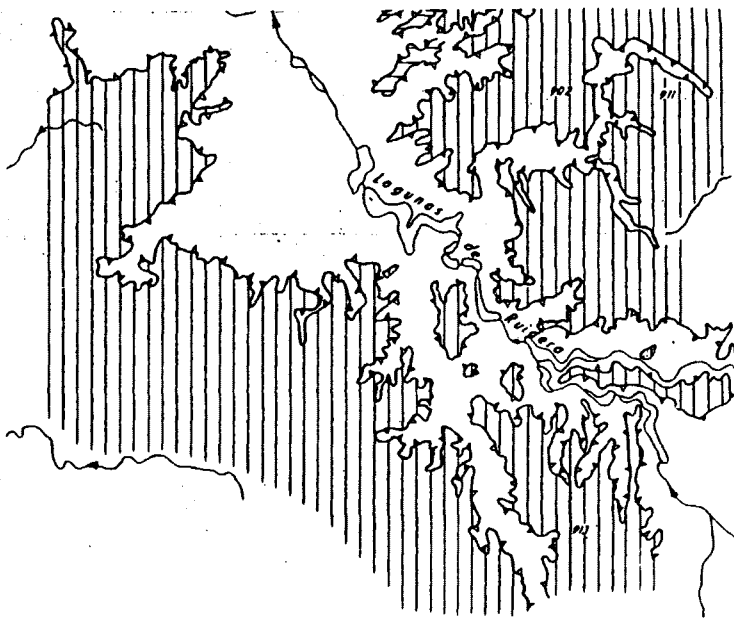
AREA INVESTIGADA

ESCALA GRAFICA



694

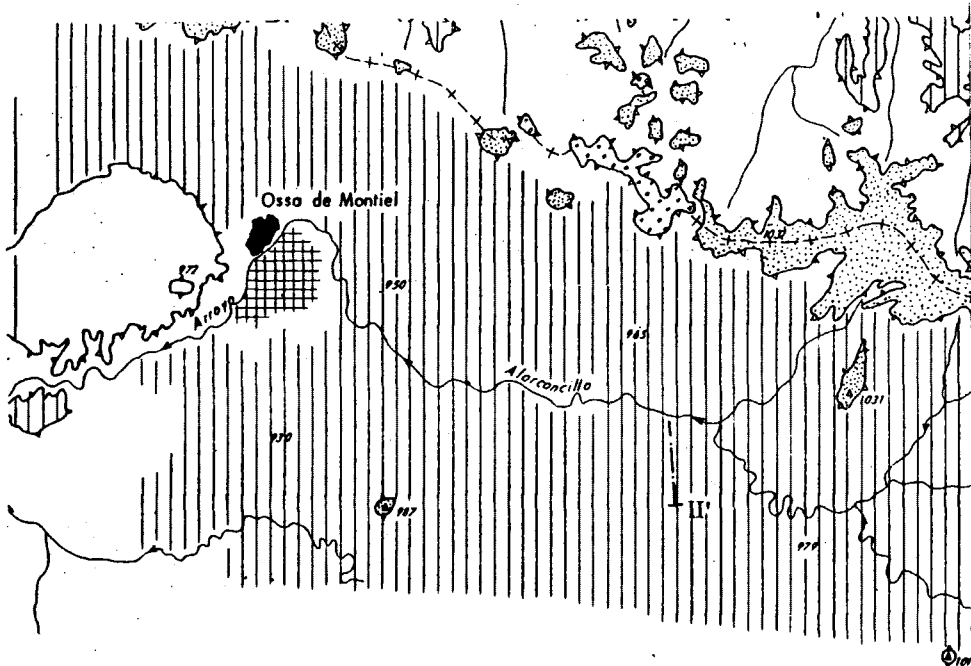
695



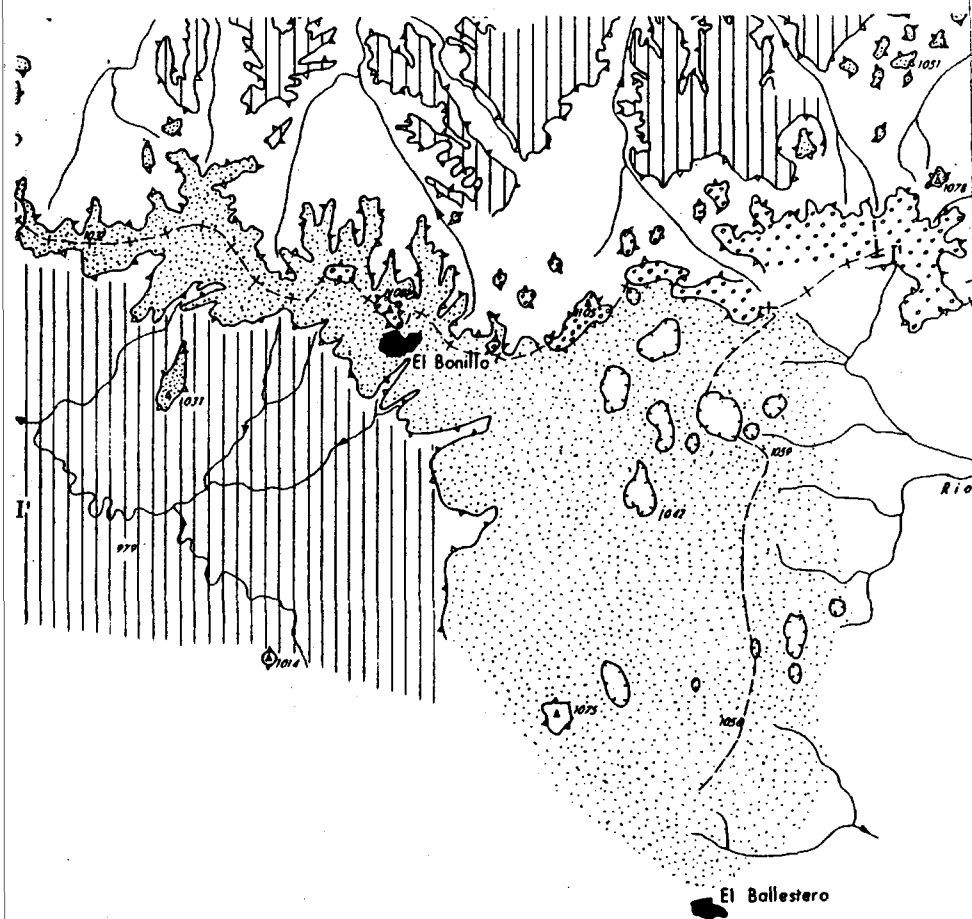
696



697

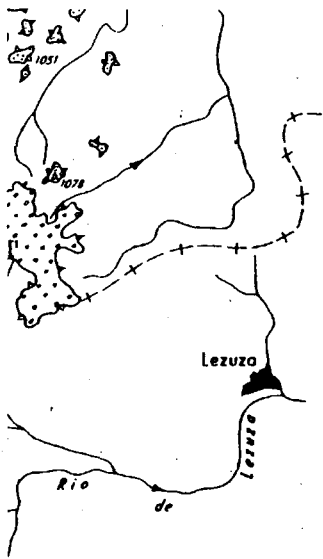


698



700

701




702



FONDO GEOLOGICO


(Edades y tipos de rocas)


PRIMARIO
 Pizarras, cuarcitas, esquistos (Paleozoico inferior)
SECUNDARIO
 Areniscas, arcillas, yesos (Triásico)


 Calizas, calizas dolomíticas, margas (Jurásico inferior - medio)


 Calizas, margas, areniscas, arenas (Cretácico inferior alto - superior)

 Calizas, calizas dolomíticas, areniscas (Mesozoico indiferenciado)
TERCIARIO
 Calizas triarctónicas, calcáreas, areniscas, conglomerados U.L. (Cretácico superior)


 Calizas arcillosas, margosas, limas carbonatadas U.L. (Cretácico superior)

 Areniscas, arcillas, conglomerados, margas calcáreas. En forma de "raja" U.L. Areniscas y arcillas de la "laguna del Júcar" (Mioceno - Plioceno)

 Calizas arcillosas, margosas, margas U.L. (Mioceno - Plioceno)

 Calizas, arcillosas, margosas, arcillas, areniscas (Mioceno - Plioceno)
FORMAS DEL TERRENO


(Generadas en su mayoría durante el Cuaternario)


FORMAS ESTRUCTURALES Y PSEUDO ESTRUCTURALES
 Superficie estructural

 Relieve estructural

 Talud de flexión (zona de flexión)

 Resalte estructural monoclinar

 Camba

 Talud de resalte estructural en capas subhorizontales


 Resalte estructural en capas subhorizontales calizas


 Resalte estructural en capas subhorizontales de cuarcita


 Relieve invertido residual (Pacios canalizados)
FORMAS DE INTERFLUVIO DEBIDAS A PROCESOS DE EROSION Y/O ACUMULACION
 Glacis con costra laminar bandeada



 Superficie superior de la Llanura manchega


 Superficie inferior de la Llanura manchega

 Glacis con costra caliza

 Derrumbes de gravedad, colapsoes
FORMAS FLUVIALES DEBIDAS A PROCESOS DE EROSION Y DE EROSION-ACUMULACION**SISTEMAS FLUVIAL DEL RIO GUADIANA**
 Valle del río Zancara y llanura aluvial de San Juan
Terrazas a: +1-2 m., +6-8 m., +15-18 m. y +30-35 m.


 Valle del río Rus.
Terrazas a: +1-2 m. y +6-8 m.

 Paleovalles a: +2-3 m. sobre la llanura aluvial actual del río Zancara
SISTEMA FLUVIAL DEL RIO JUCAR
 Terrazas a: +7-10 m., +25-30 m., +40-50 m., +50-60 m., +80-100 m. y +100-120 m.

 Sistema aluvial del río Júcar
SISTEMA DE CAMPO DE MONTIEL
 Abanicos aluviales, varias fases

 Terrazas de la Cañada de Valdelobos

 Terrazas de la Cañada de la Ancha


 Valle abandonado de la Cañada de Verdural, terrazas y relleno de fondos endorreicos

 Fondos aluviales de valle a vaqueado

 Conos aluviales de deposición

 Conos de deposición coalescentes


 Terrazas indiferenciadas


 Valle encajado del río Júcar


 Cañón (gorra)


 Borde de terraza


 Canal abandonado


 Lechos de canales permanentes (río Júcar) o semipermanentes (ríos Zancara, Rus y Cigueta)

 Cauce, regueras, torrenteros o barrancos, con indicación del sentido del flujo

 Valle de fondo plano

 Valle en forma de U



 Valle en forma de V
FORMAS KARSTICAS DEBIDAS A PROCESOS DE DISOLUCION
 Dolina, uvala

 Dolina con control estructural





 Karst subyacente

 Area de Chigals



FORMAS EOLICAS, DEBIDAS A PROCESOS DE DEFLACION Y ACUMULACION

-  Monto eólico y arenas eólicas
-  Campo de dunas, duna






FORMAS MIXTAS DEBIDAS A DIFERENTES PROCESOS DE LOS AGENTES INTERNOS Y EXTERNOS

-  Paleosurgencia y depósitos fluviales asociados
-  Playas húmedas, salinas y lagunas o encharcamientos temporales
-  Playas secas
-  Depresiones, Hoyas, Cubetas endorreicas










FORMAS Y DEPOSITOS NO DIFERENCIADOS

-  Gravas de acumulación de Sacuñetas y terrazas altas de Sistema fluvial del río Guadiana
-  Elevaciones

SIGNOS MORFOGRAFICOS (DIVERSOS)

-  Toldo, escorpe
-  Escarpes en afloramientos rocosos de caliza cretácica
-  Dirección y sentido de paleocorrientes con indicación del espesor aluvial visto
-  Nucleos urbanos
-  Cota en metros

SIGNOS ESTRUCTURALES Y DE CONTACTOS

-  Capas horizontales o subhorizontales
-  Dirección y buzamiento de capas inclinadas
-  Buzamiento general con repliegues
-  Basculeamiento
-  Anticlinas
-  Sinclinas
-  Fractura tala
-  Falta supuesta
-  Contacto discordante

LEYENDA MAPAS A, B, C.

705

713 ALCAZAR DE S JUAN	714 CAMPO DE CRIPIAN	715 EL PROVENIO	716 SAN CLEMENTE	717 QUINTAN DE LA RE
718 VILLARTA DE SAN JUAN	719 ALAMEDA DE CERVERA	720 VILLARROBLEDO	721 MINAYA	722 LA ROO
723 TOMELLOSO	724 SOCUELLANDS	725 MUNERA	726 LA SINE	

706

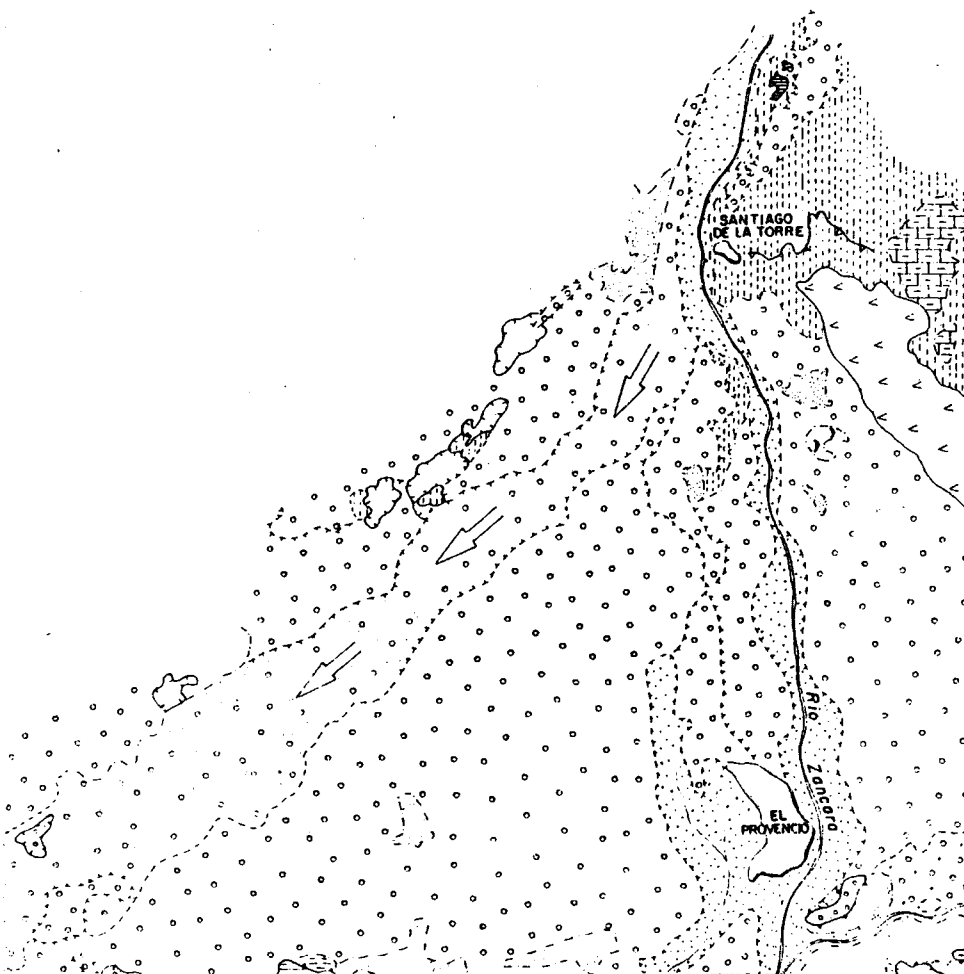
707

SINTANAR
EL REY
LA MODA
A SINETA



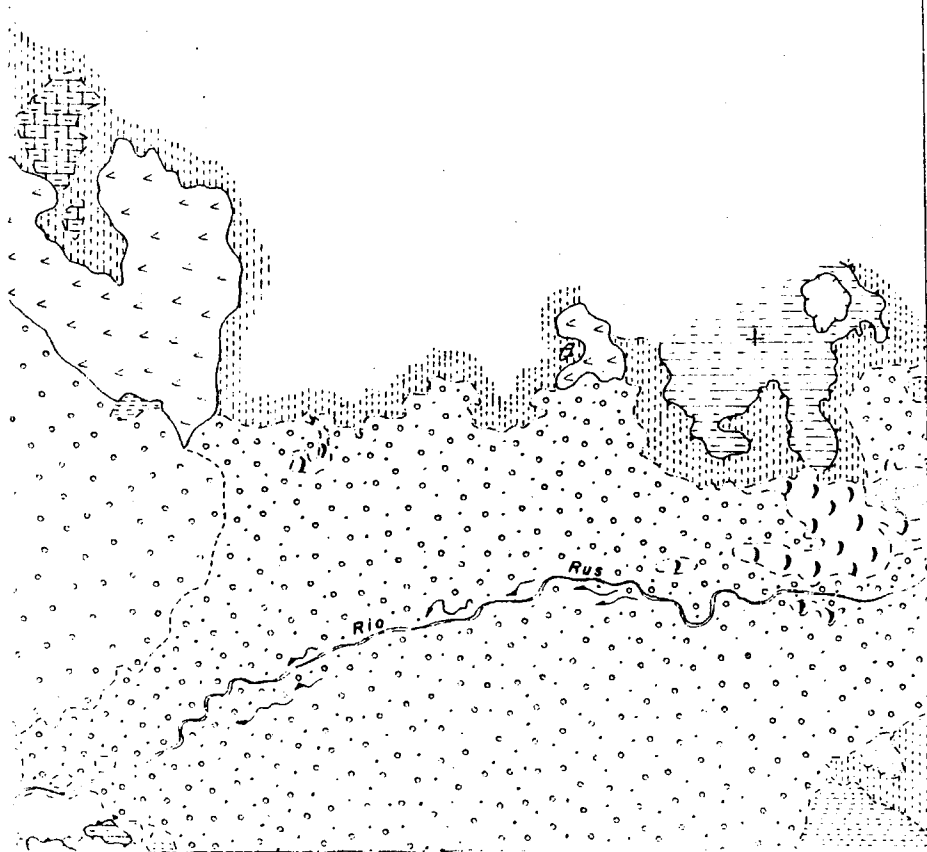
708

709



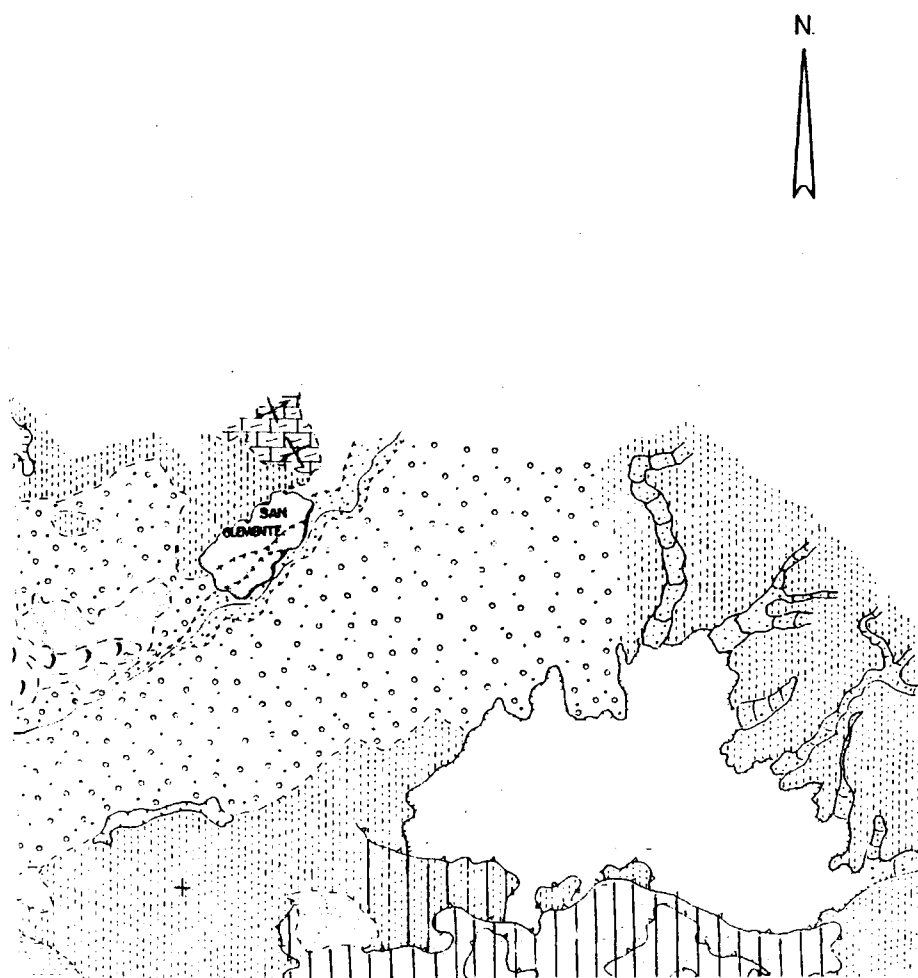
710

711



712

713



714

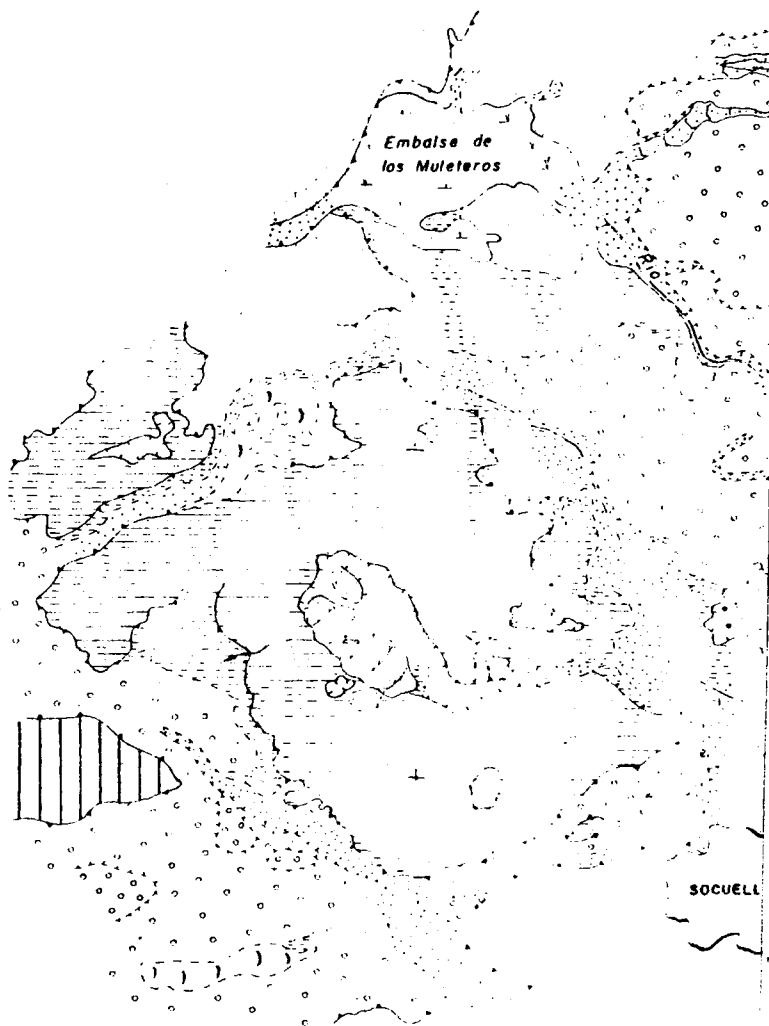
715

N



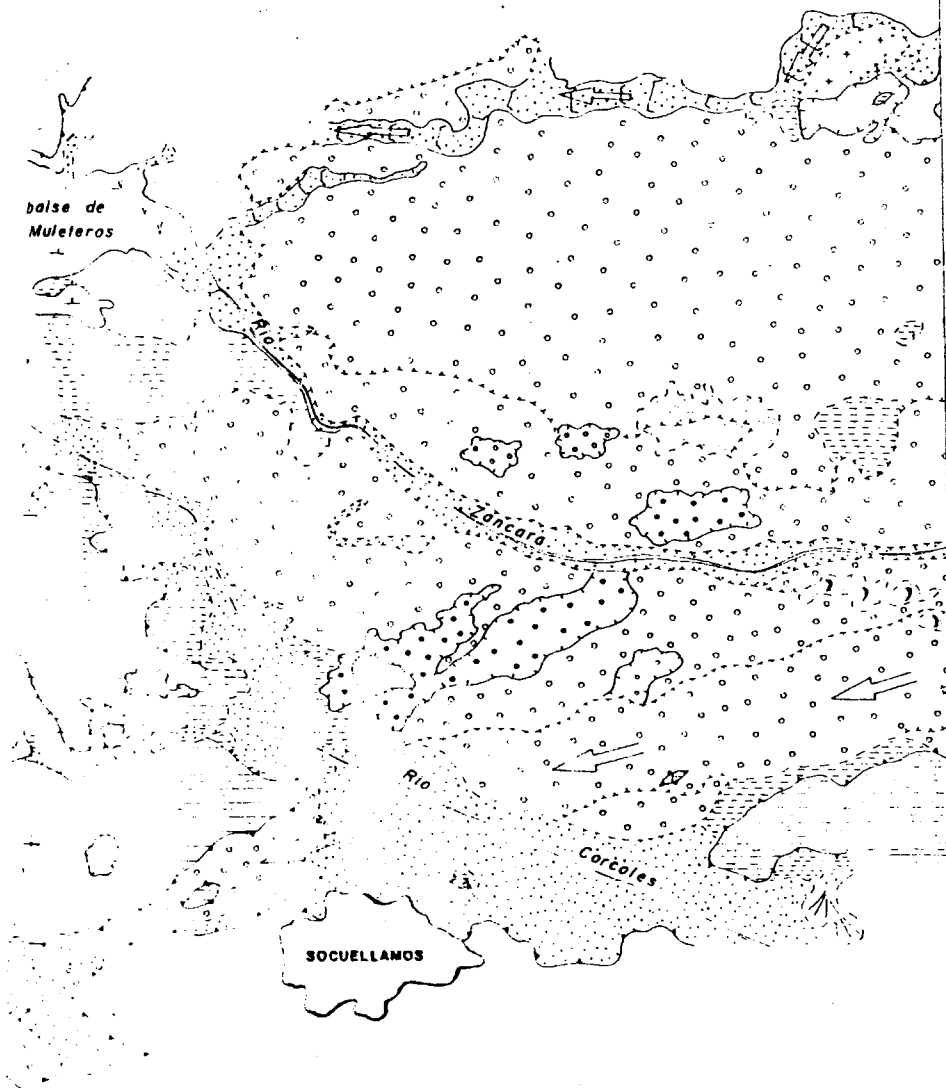
716

717



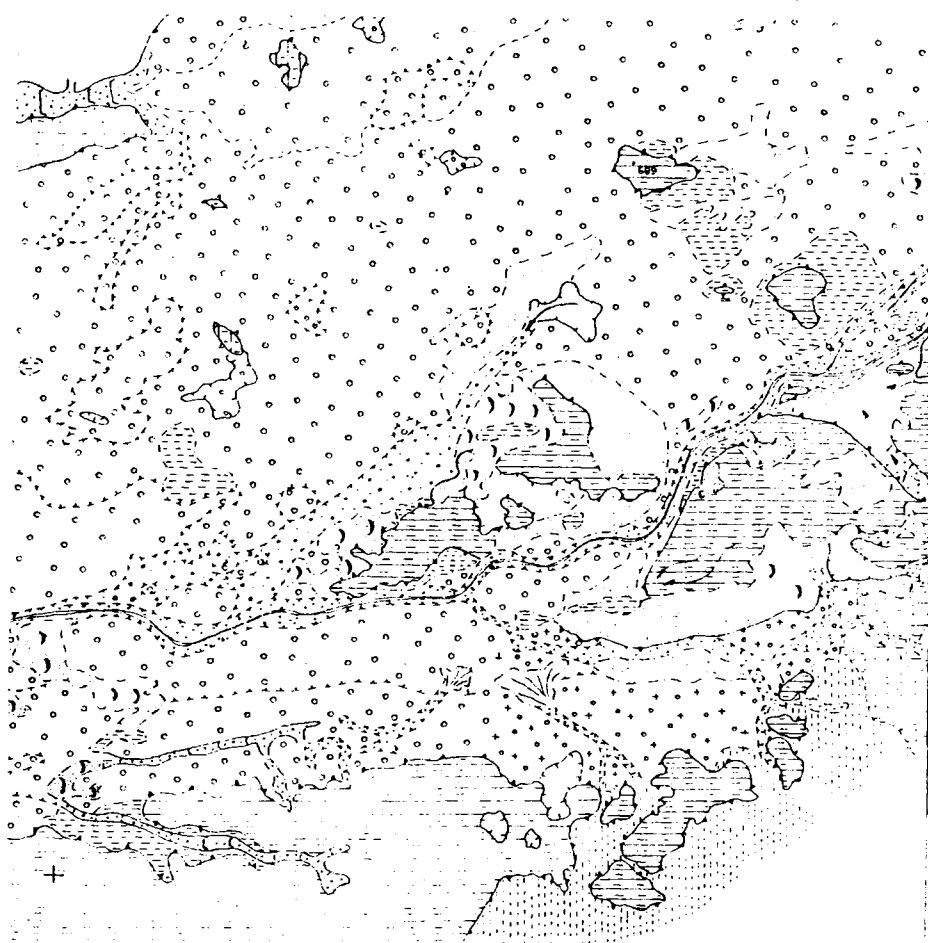
718

719

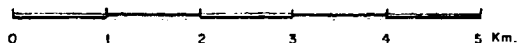


720

721



Escala gráfica aproximada



722

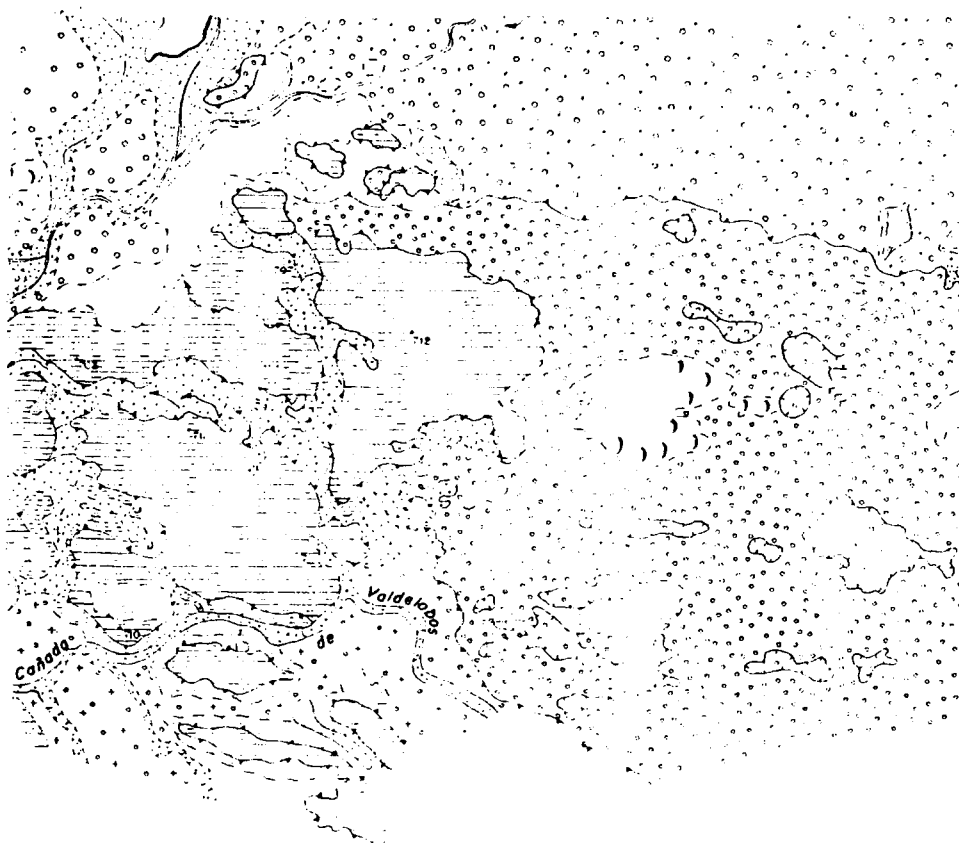
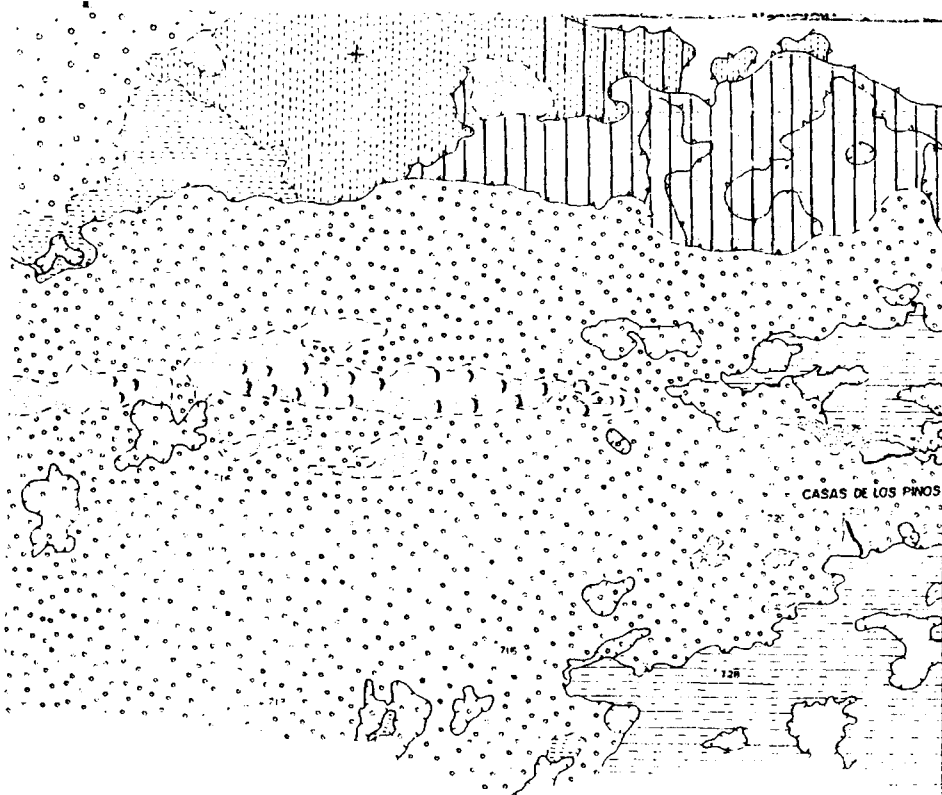


Fig. B - Mapa Geomorfológico de un sector de la Llanura,
comprendido entre San Clemente y Socuellamos

POR ALFREDO PEREZ GONZALEZ (1980)

724

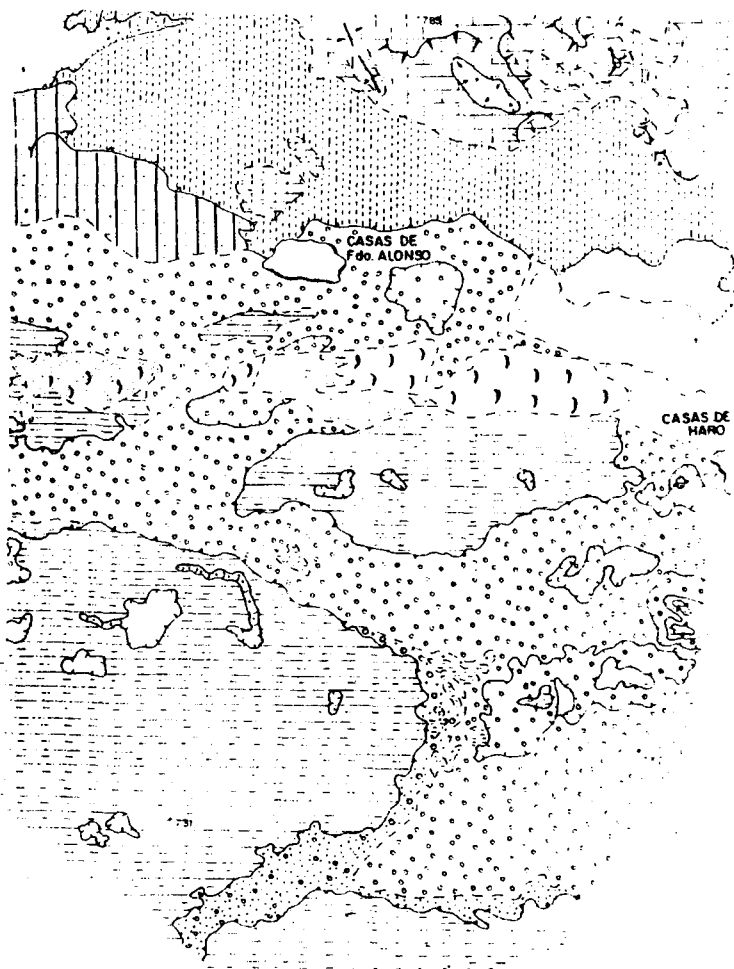
725



Manchego

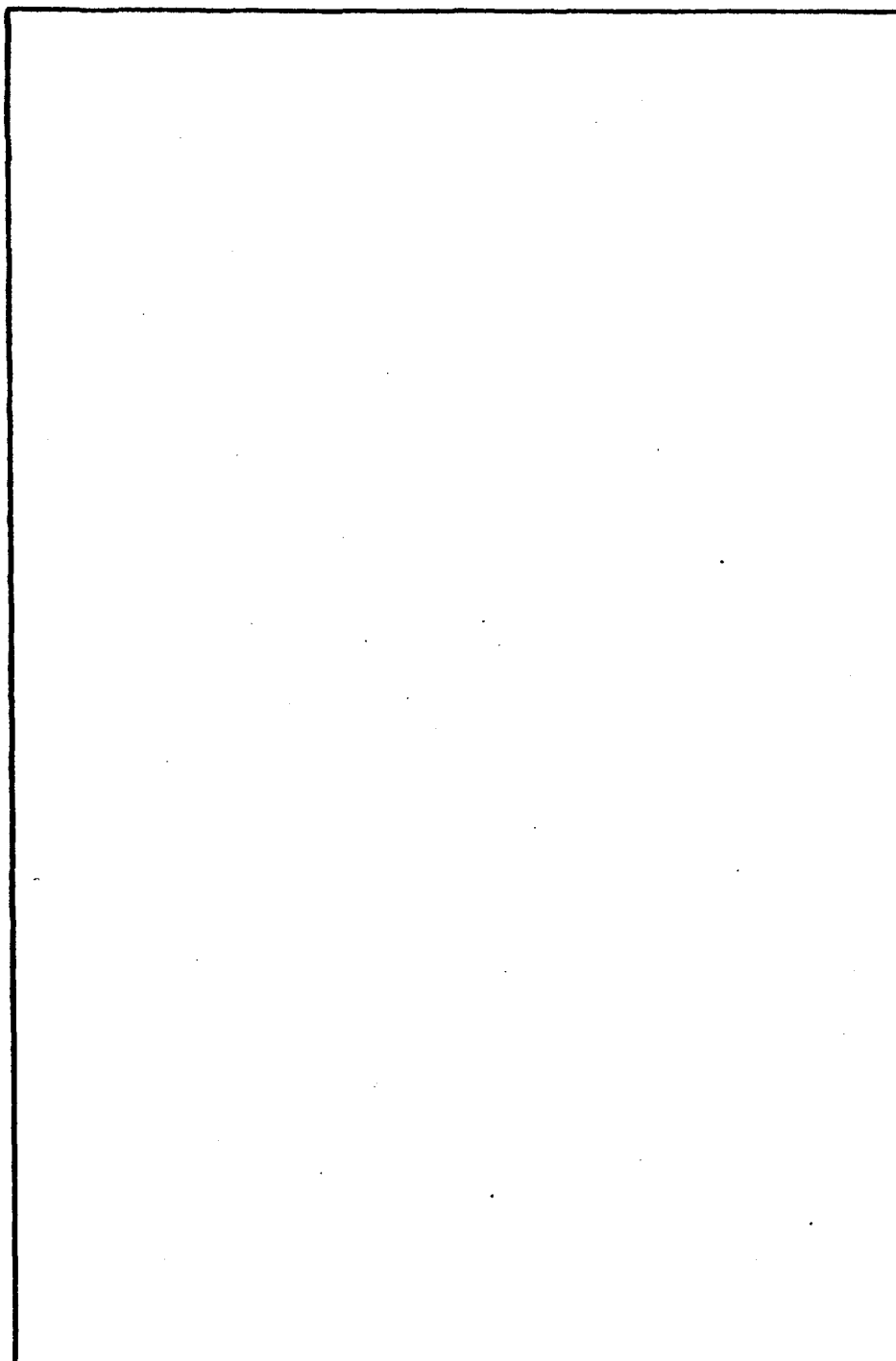
726

727



728

729

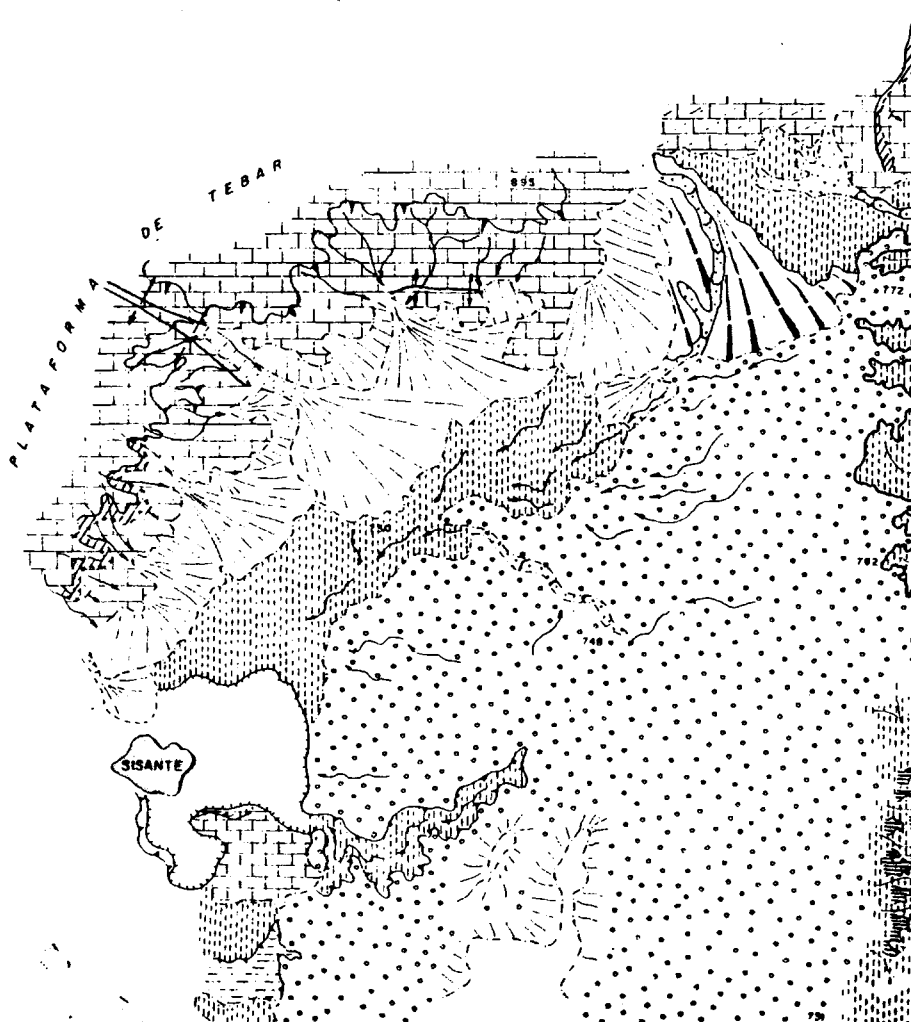


730

731

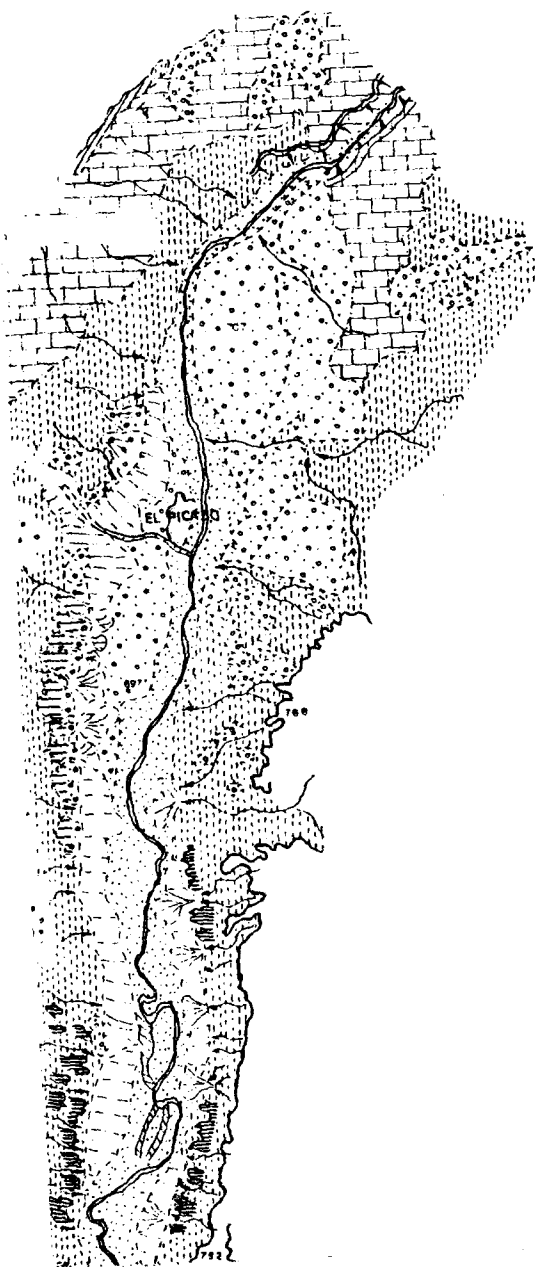
732

733



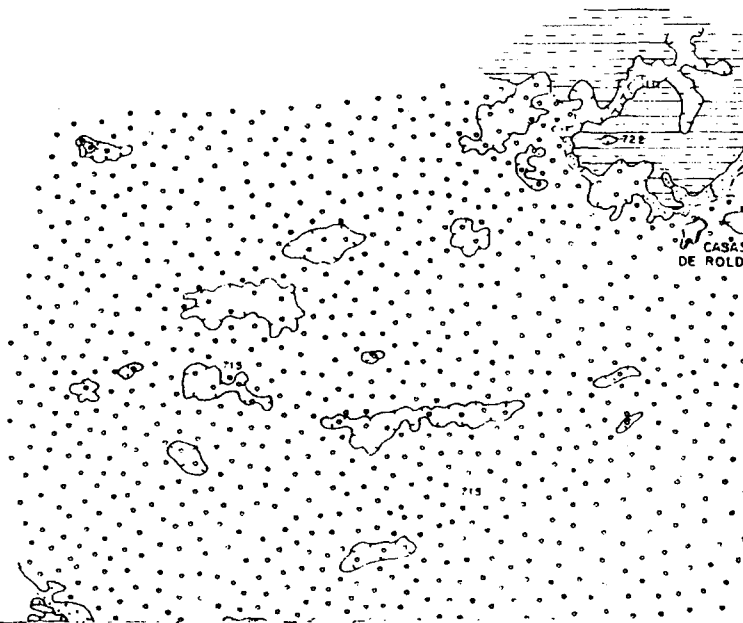
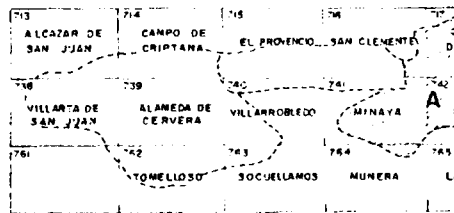
734

735



736

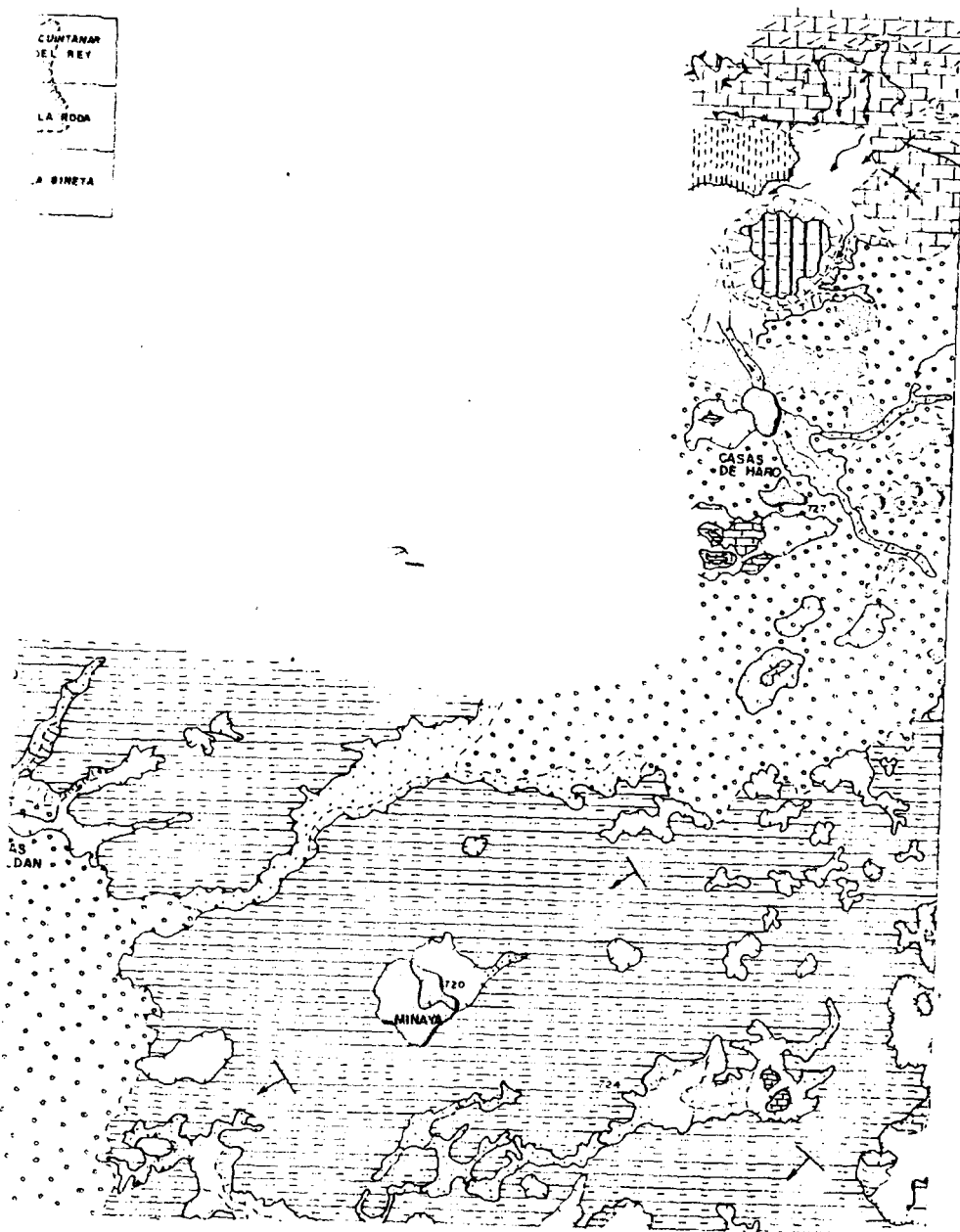
737



738

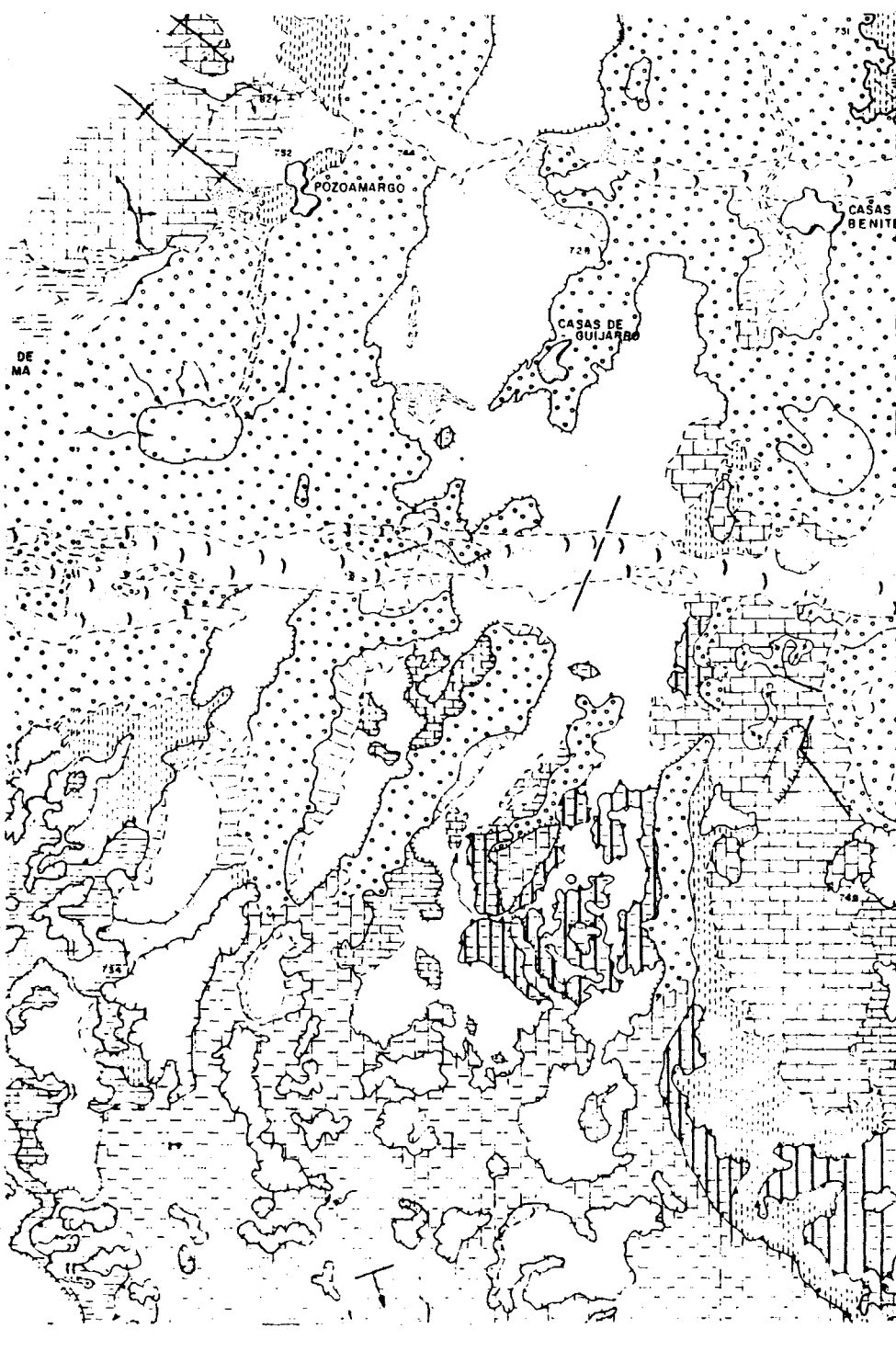
739

CUMTANAR
DEL REY
LA RODA
A SINETA



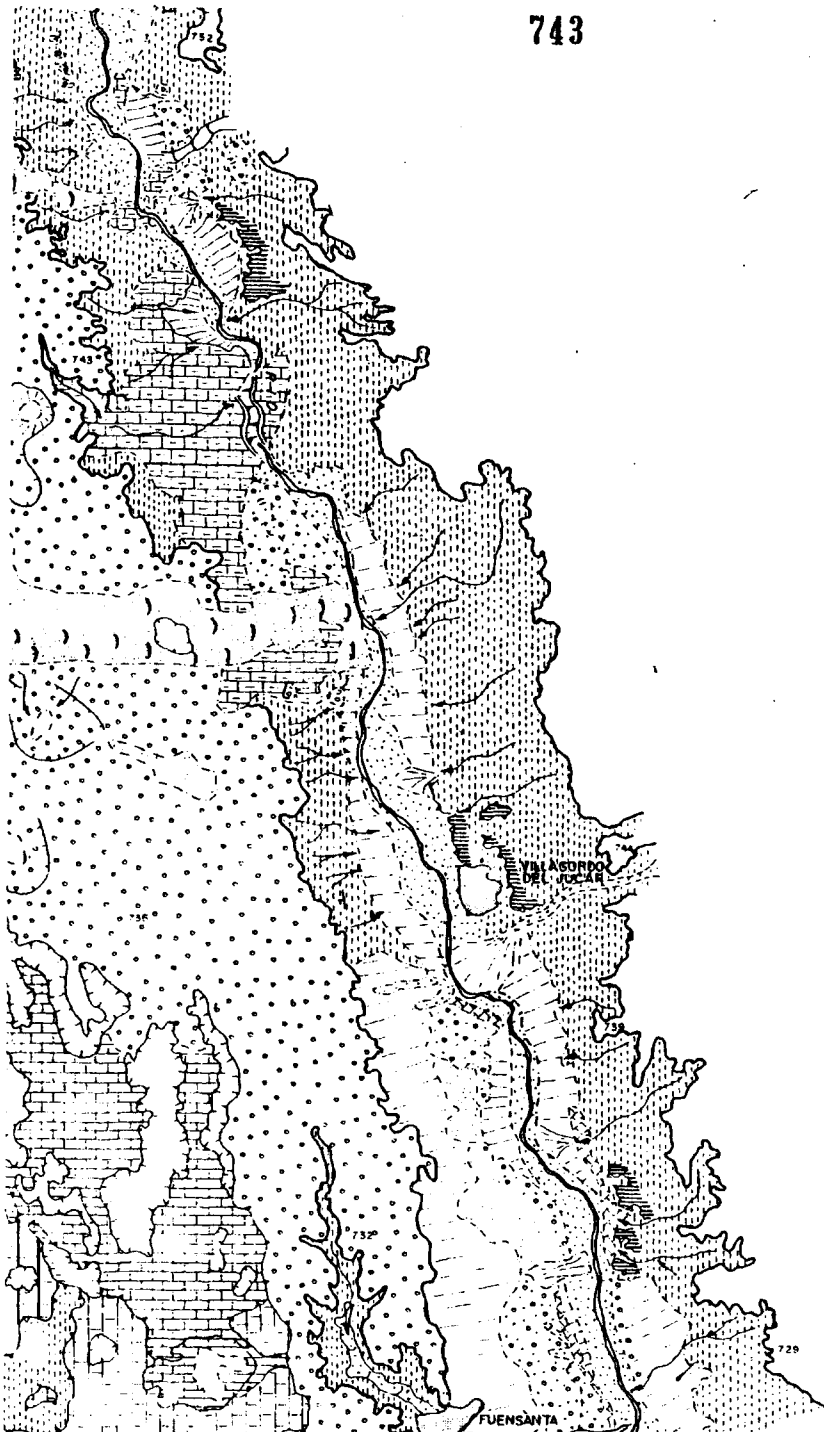
740

741



742

743



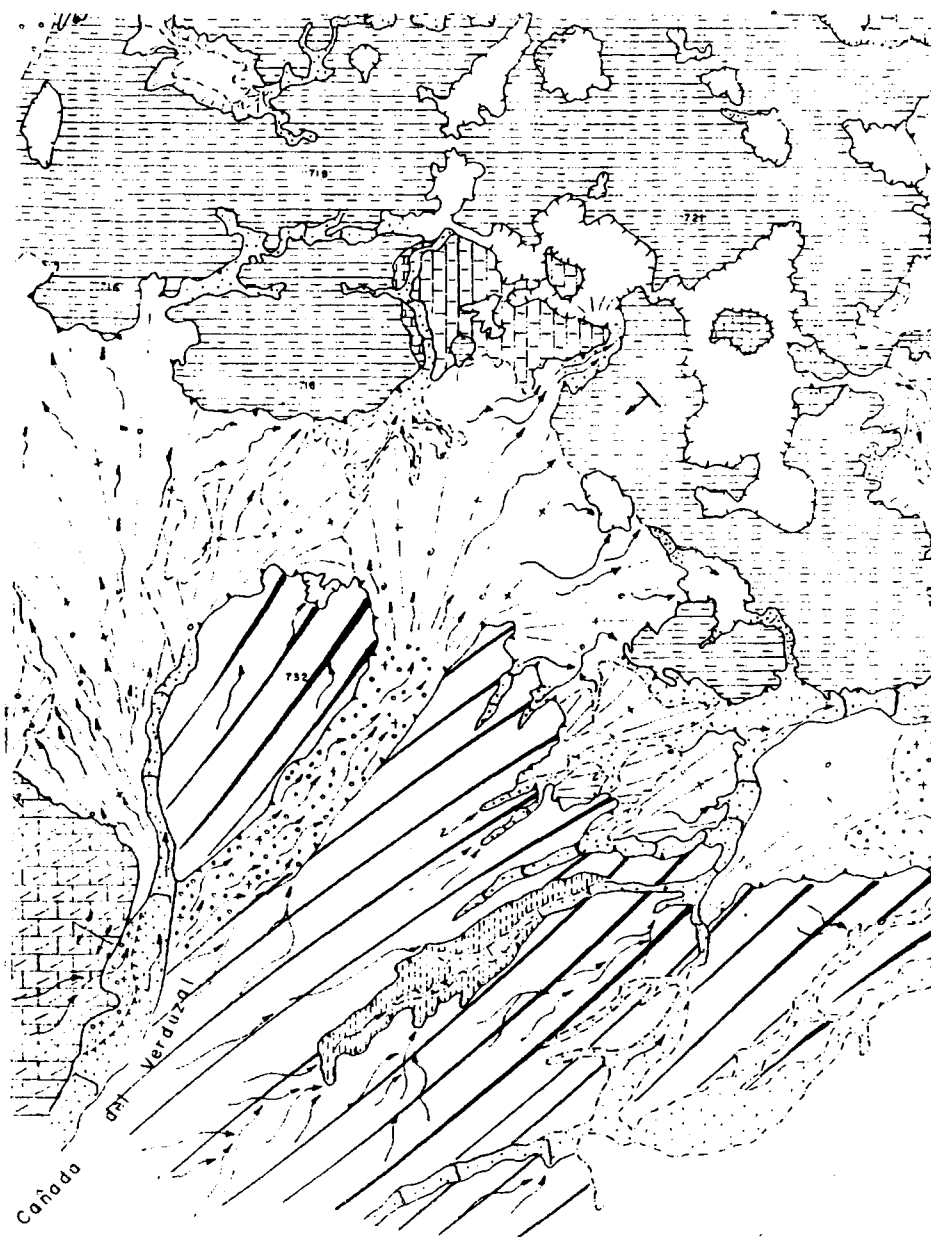
744

745

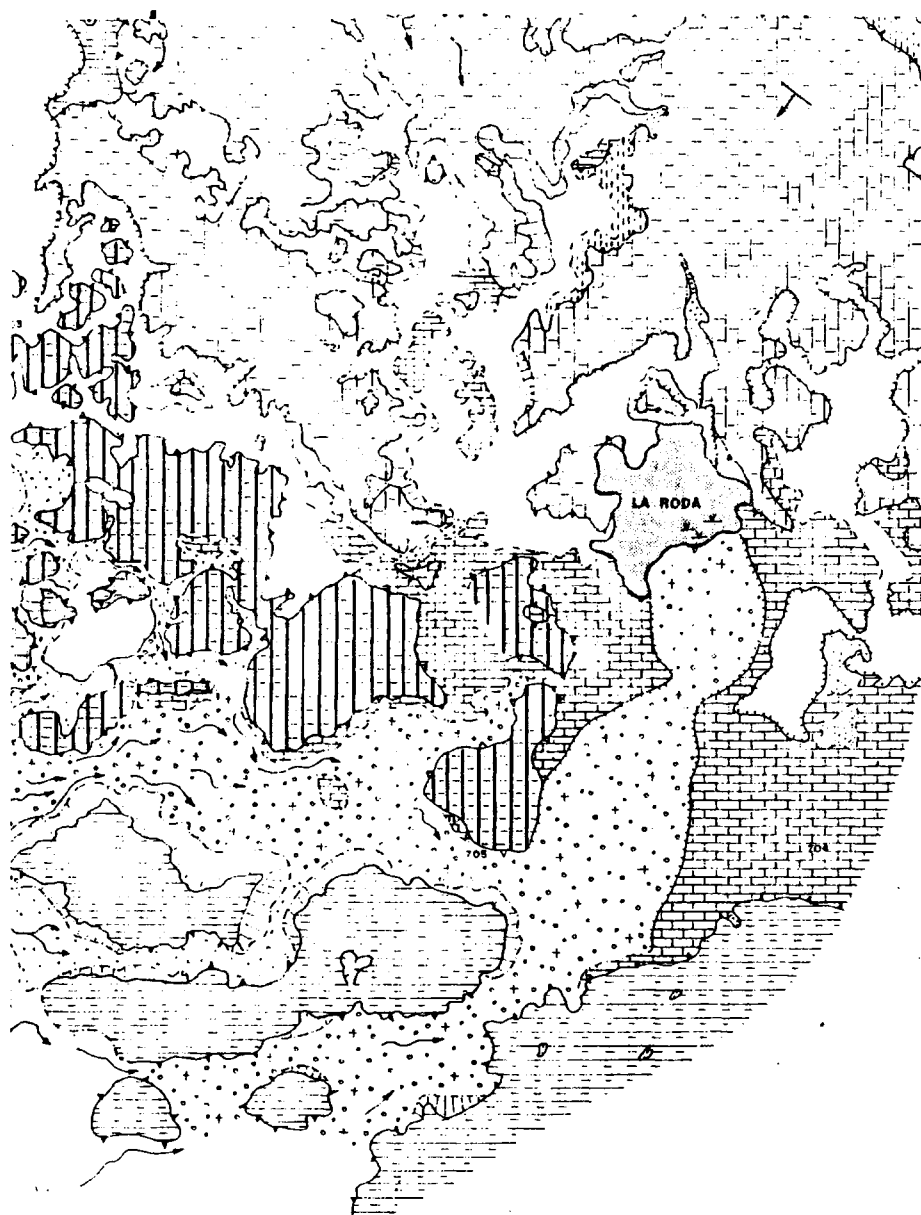


746

747



748



750

751

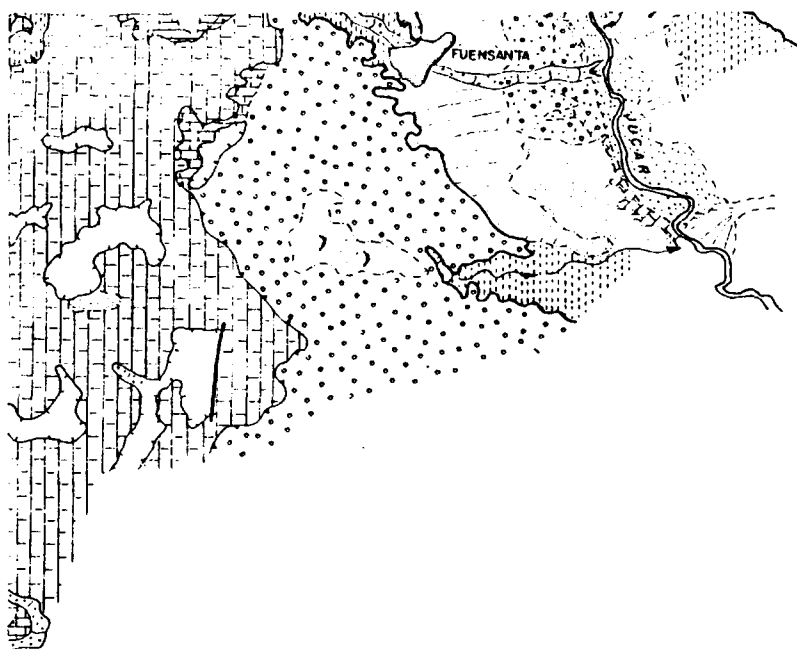
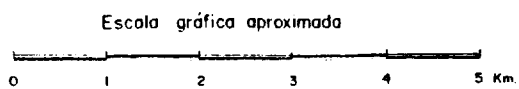
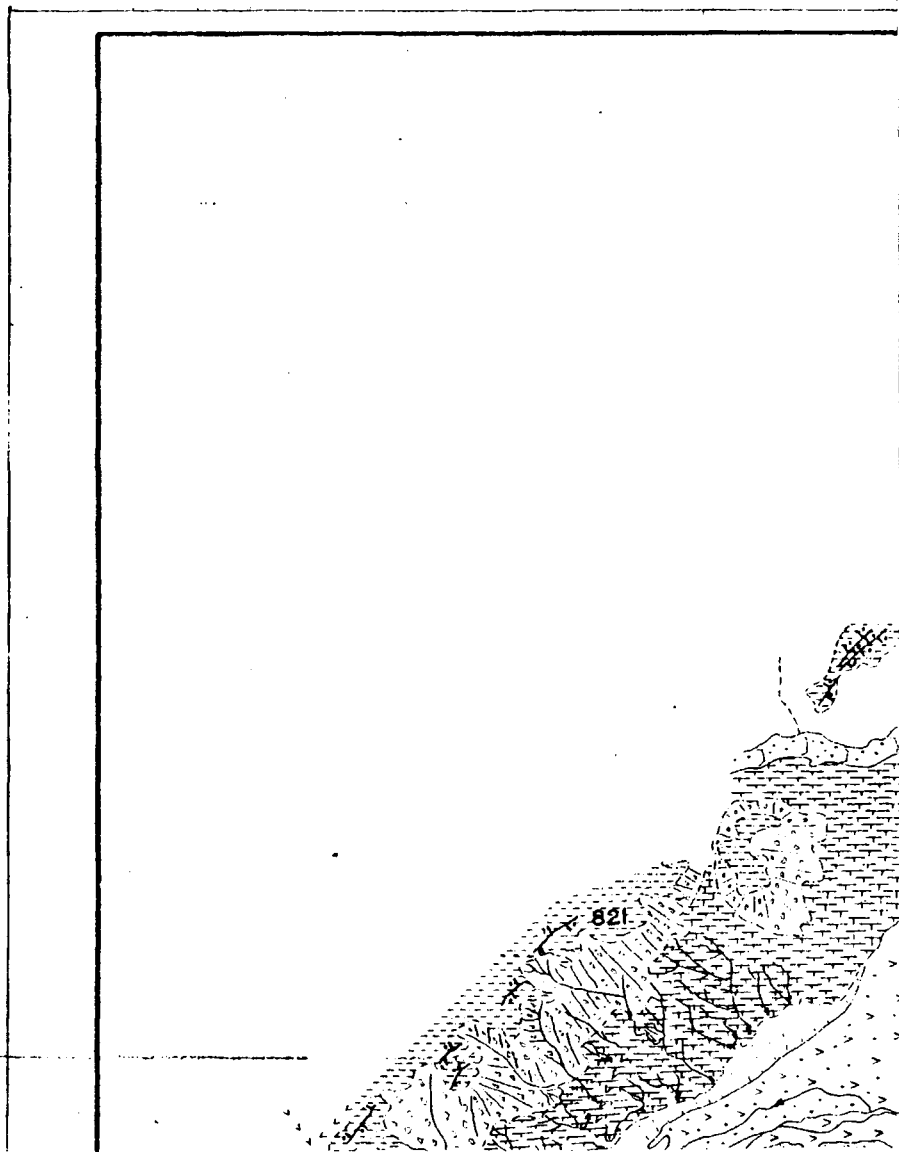


Fig. A - Mapa Geomorfológico de la Llanura Manchega Oriental
POR ALFREDO PEREZ GONZALEZ (1980)



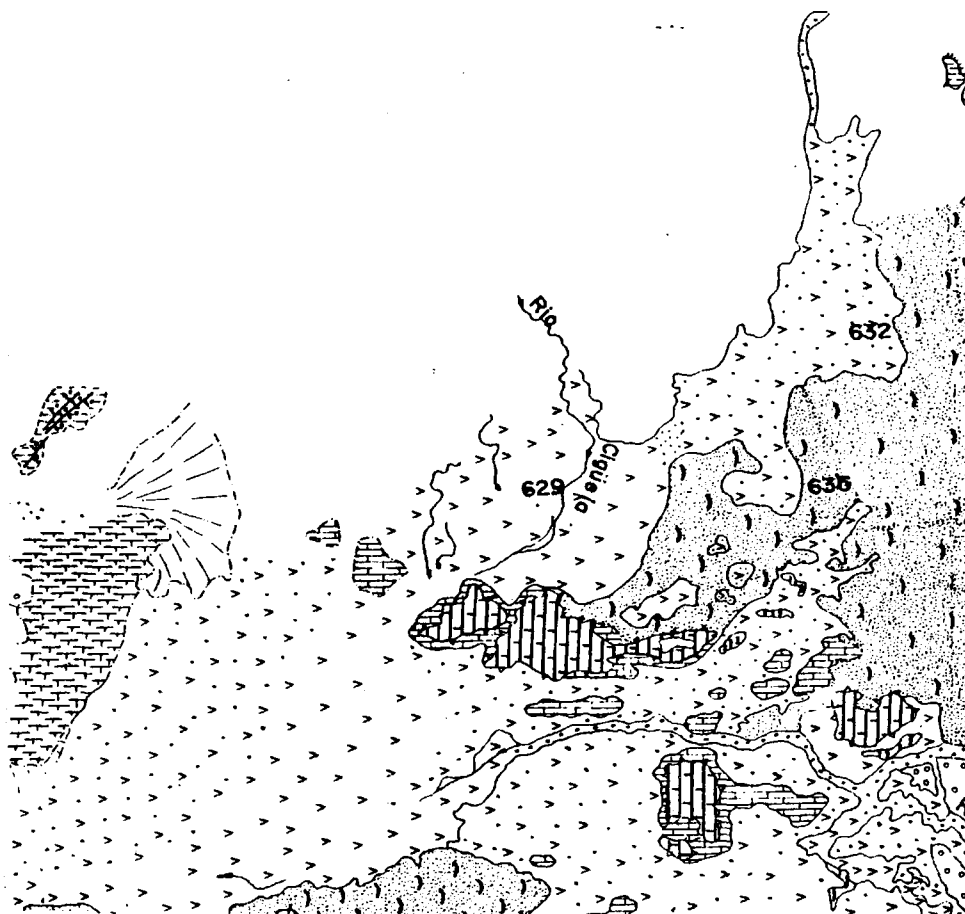
752

753



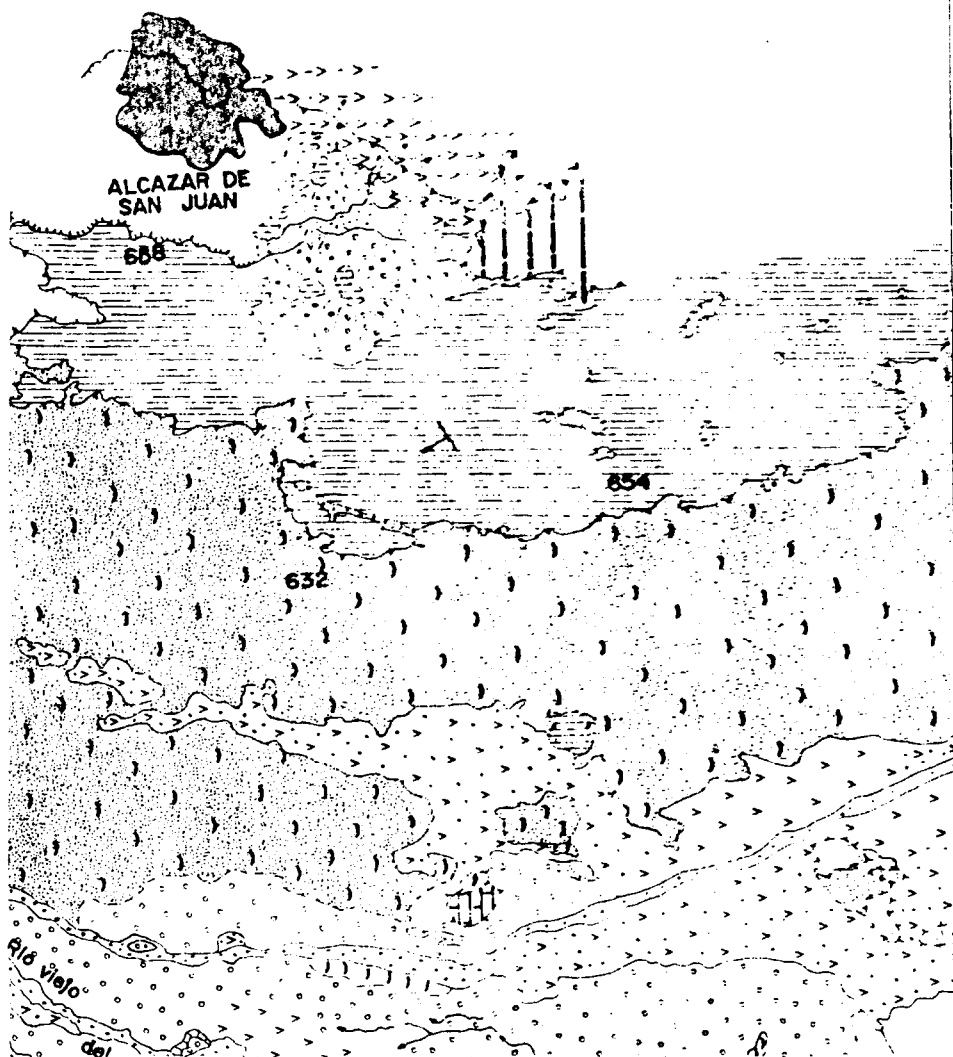
754

755

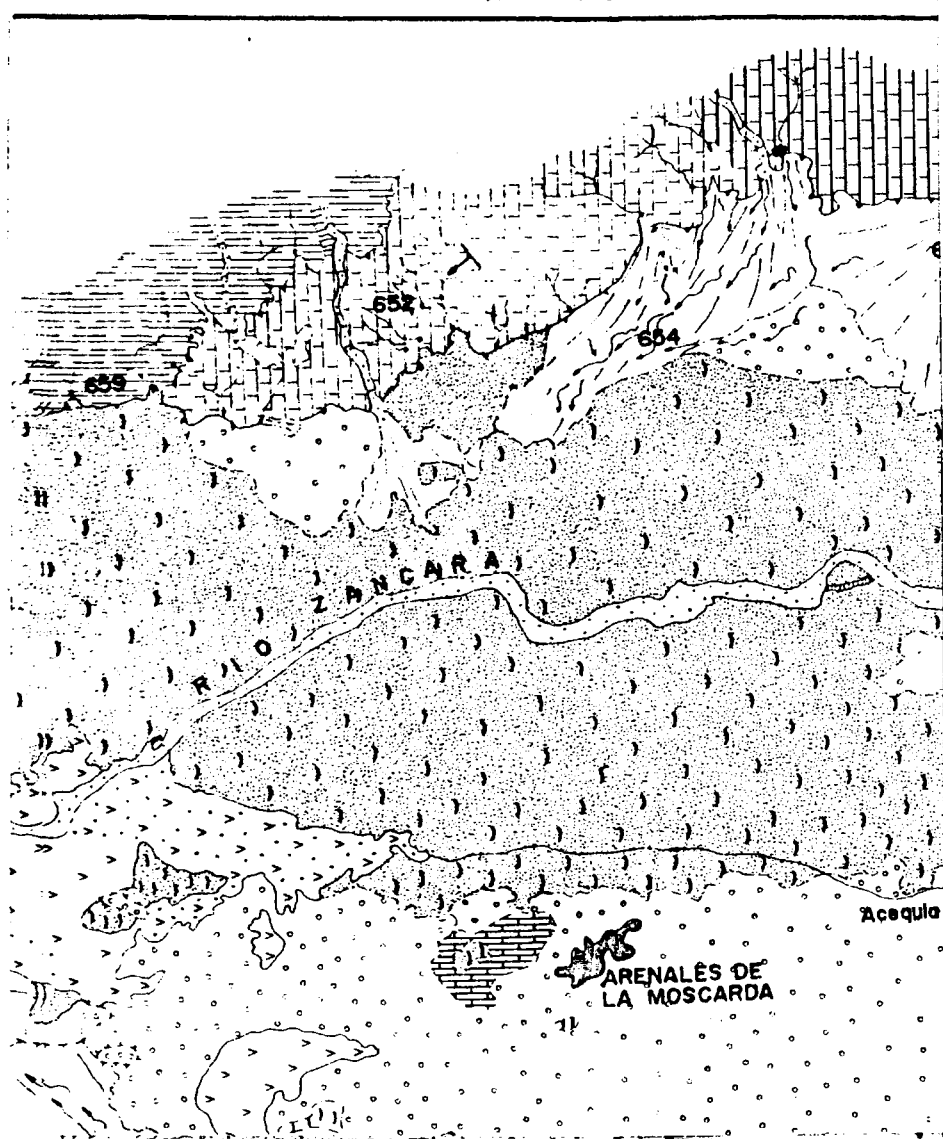


756

757

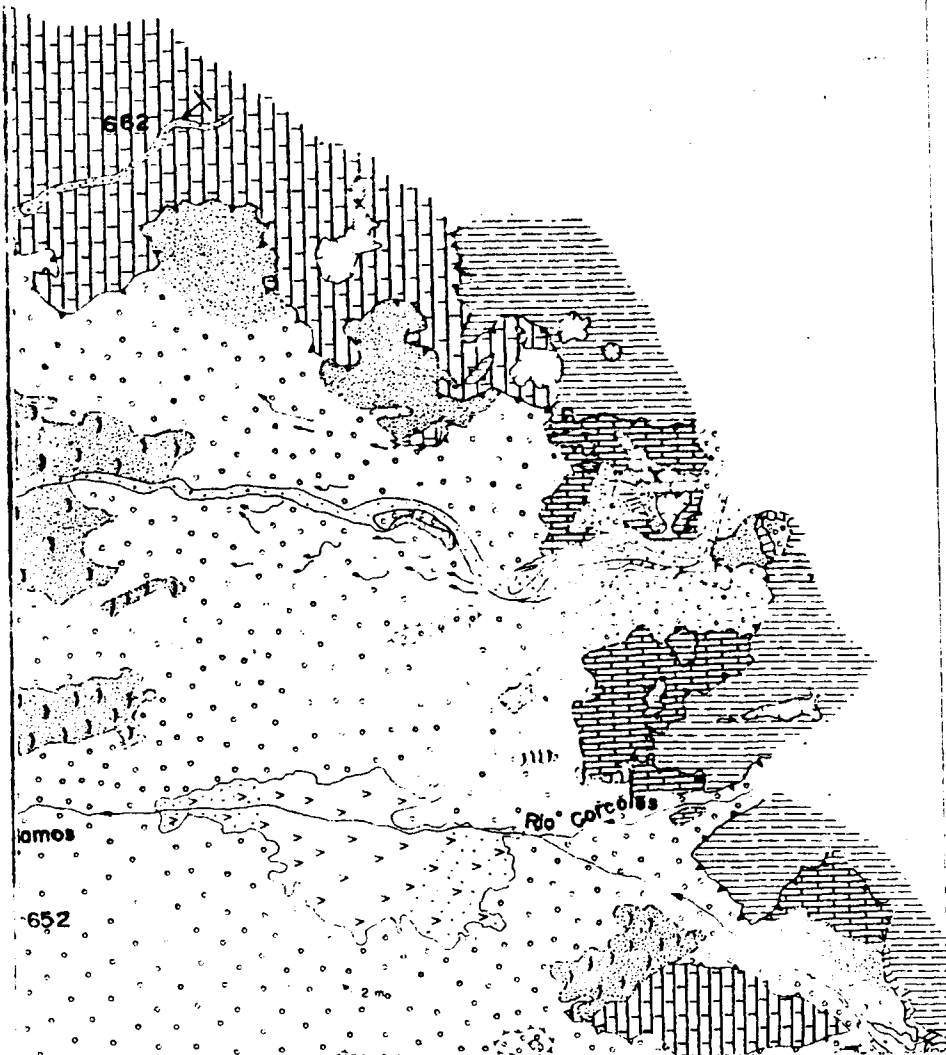


758



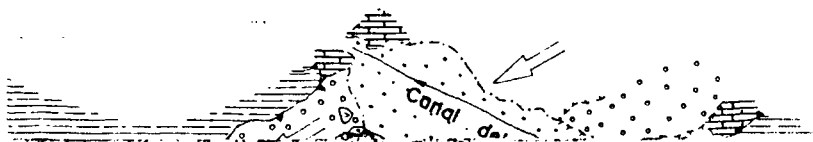
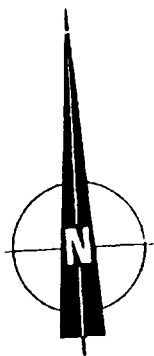
760

761



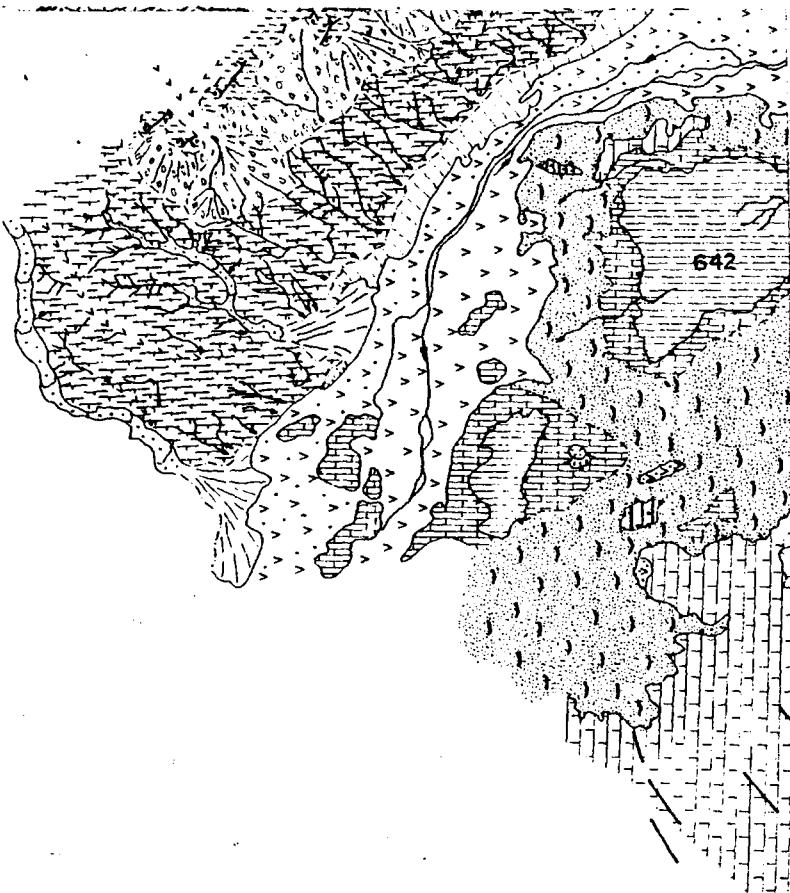
762

763

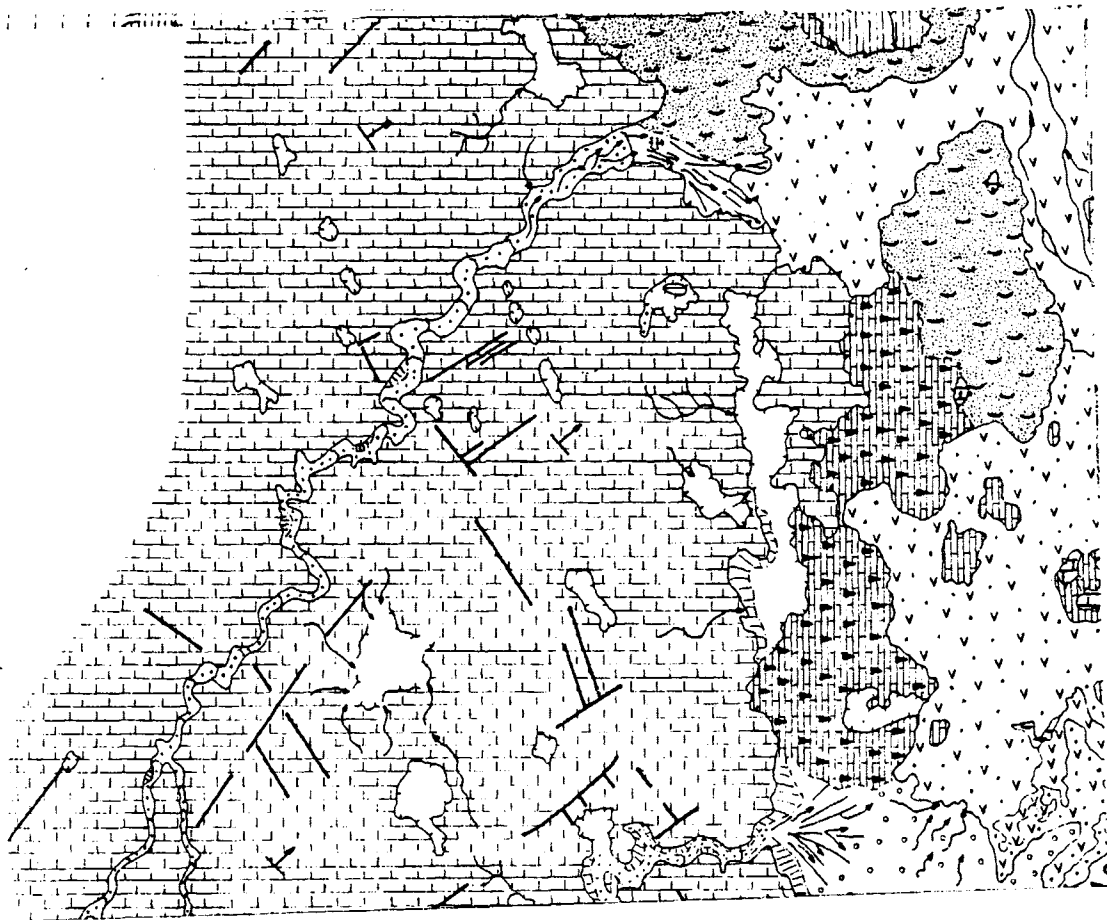


764

765



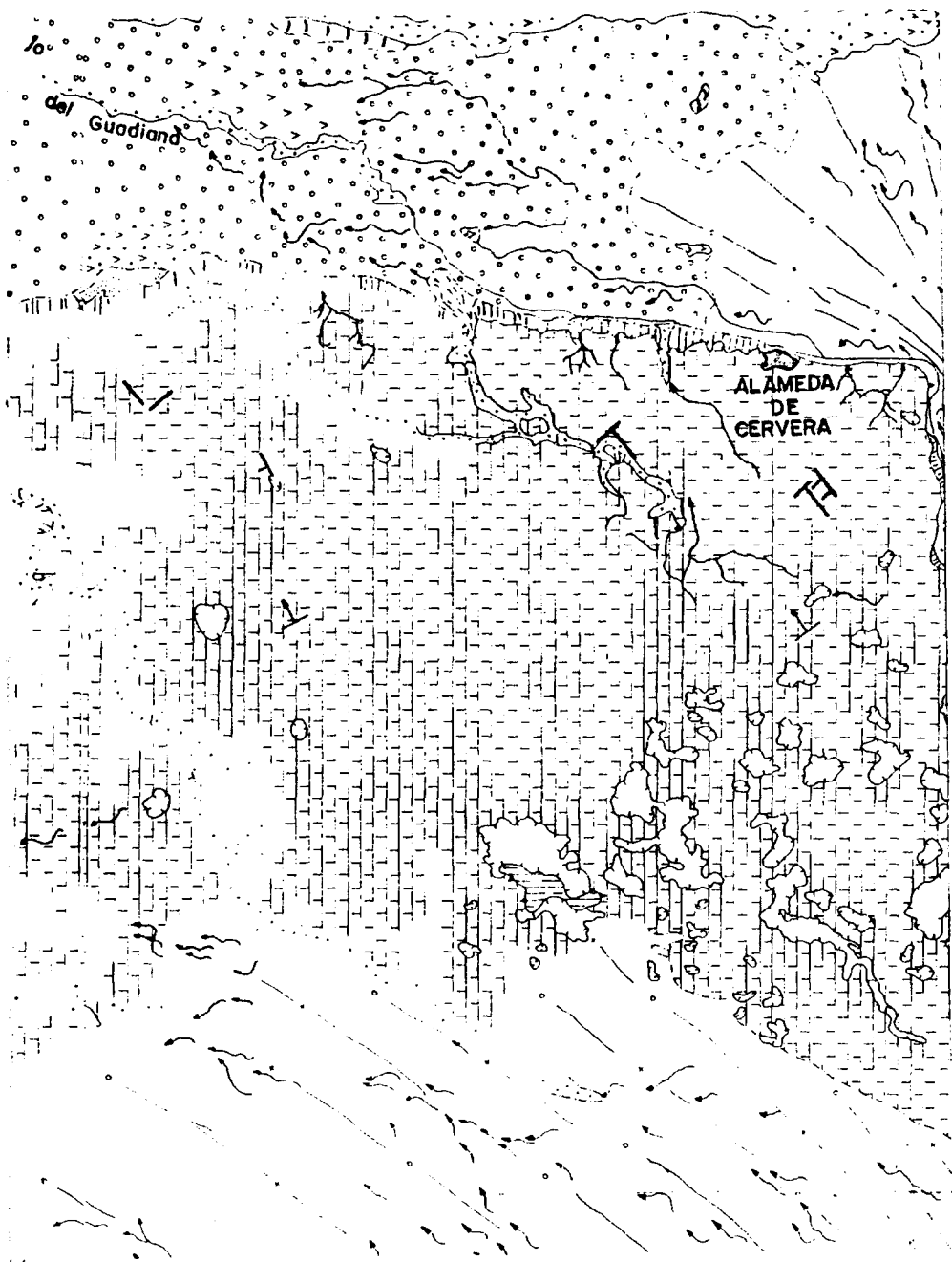
766



767

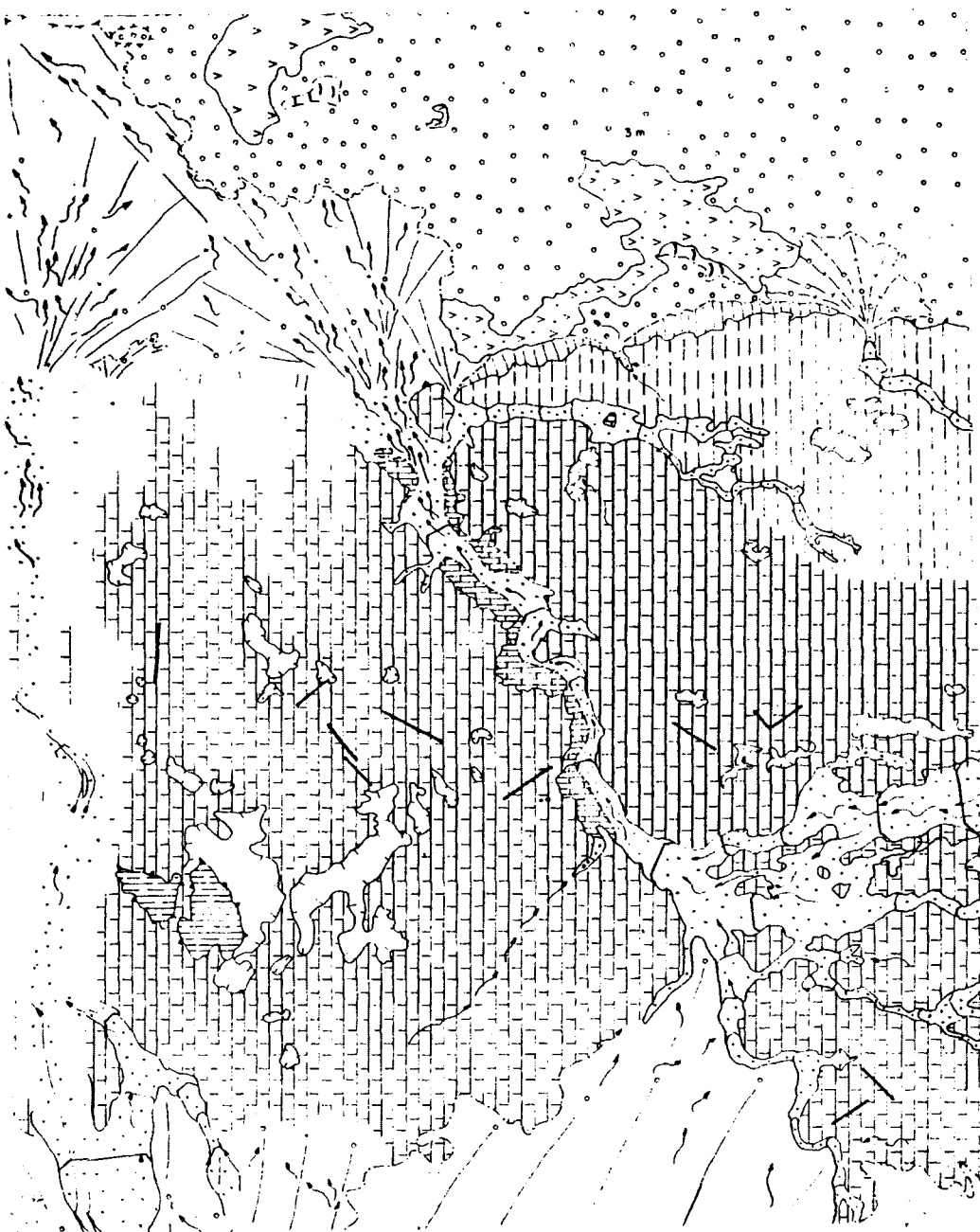
768

769



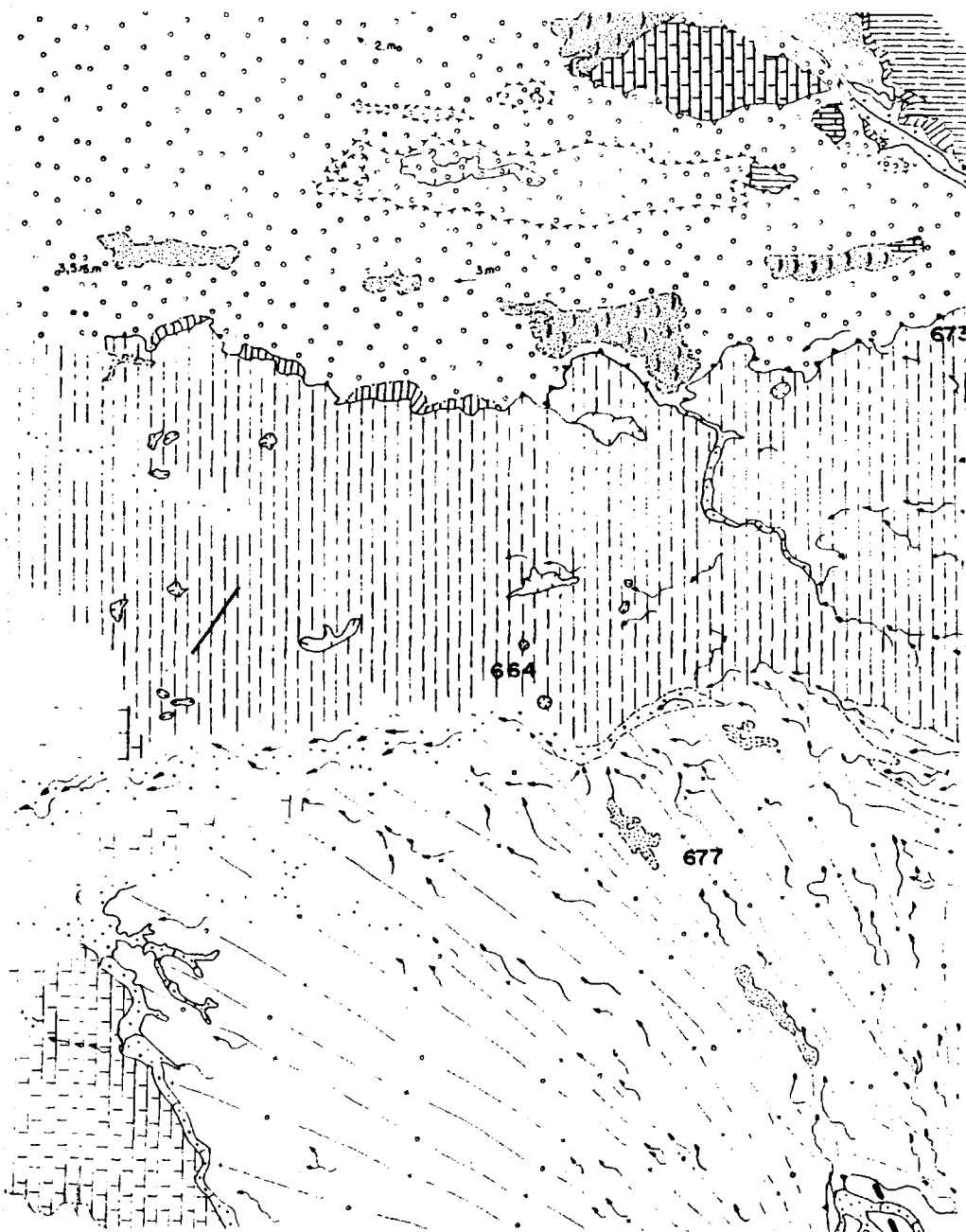
770

771



772

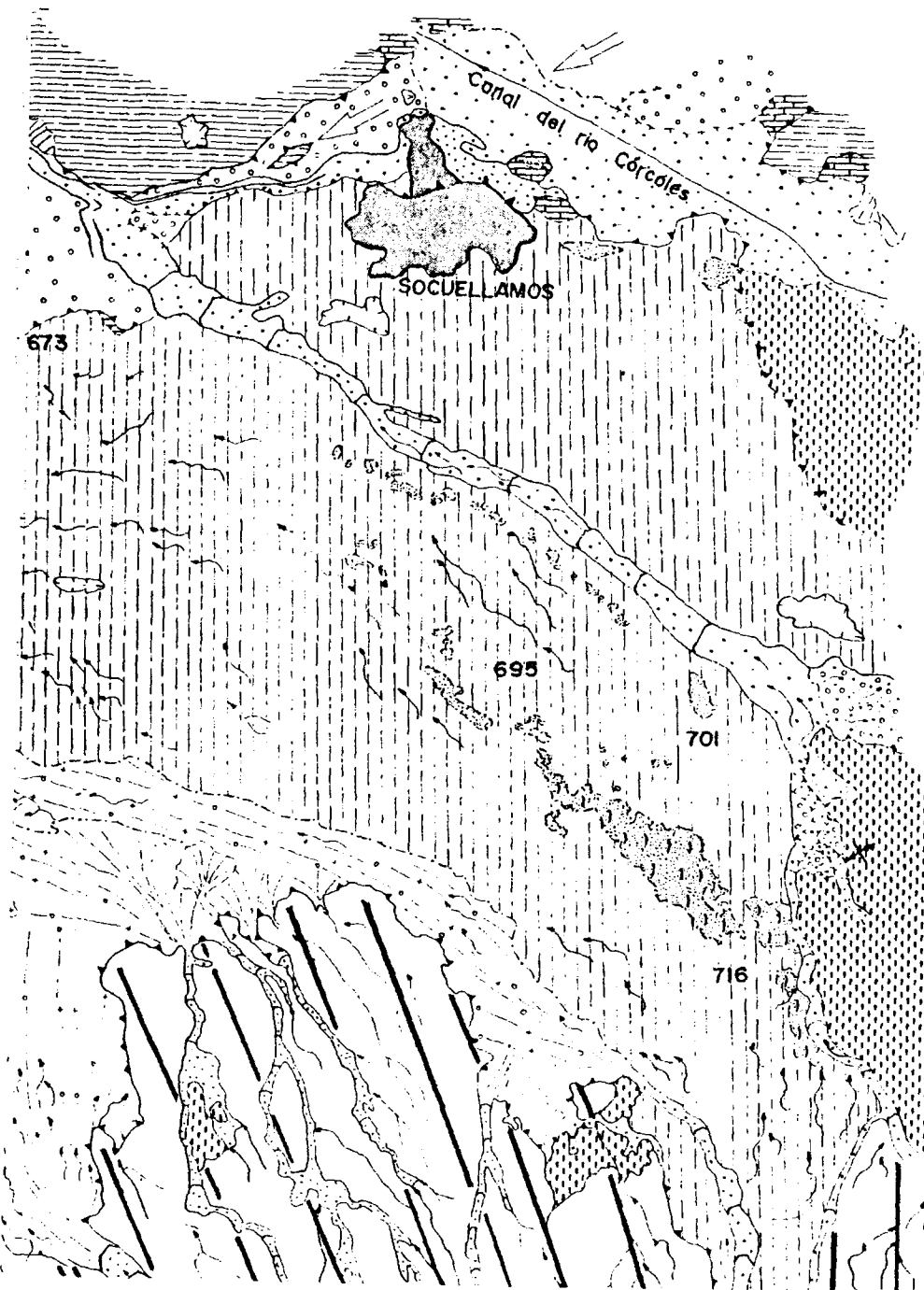
773



774

852

775



776

777

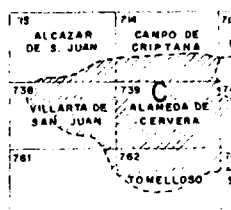
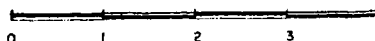


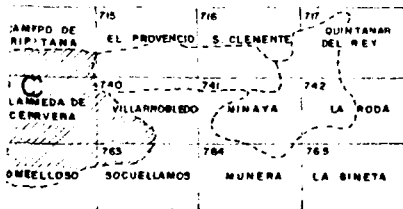
Fig. C — Mapa Geomorfológico de l
POR ALFREDO PEREZ GONZALI

Escala gráfica aproximada



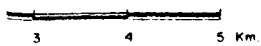
778

779



Mapa de la Llanura Manchega Central
(GONZALEZ (1980))

aproximada



780

781

ARGAMASILLA
DE ALBA

6



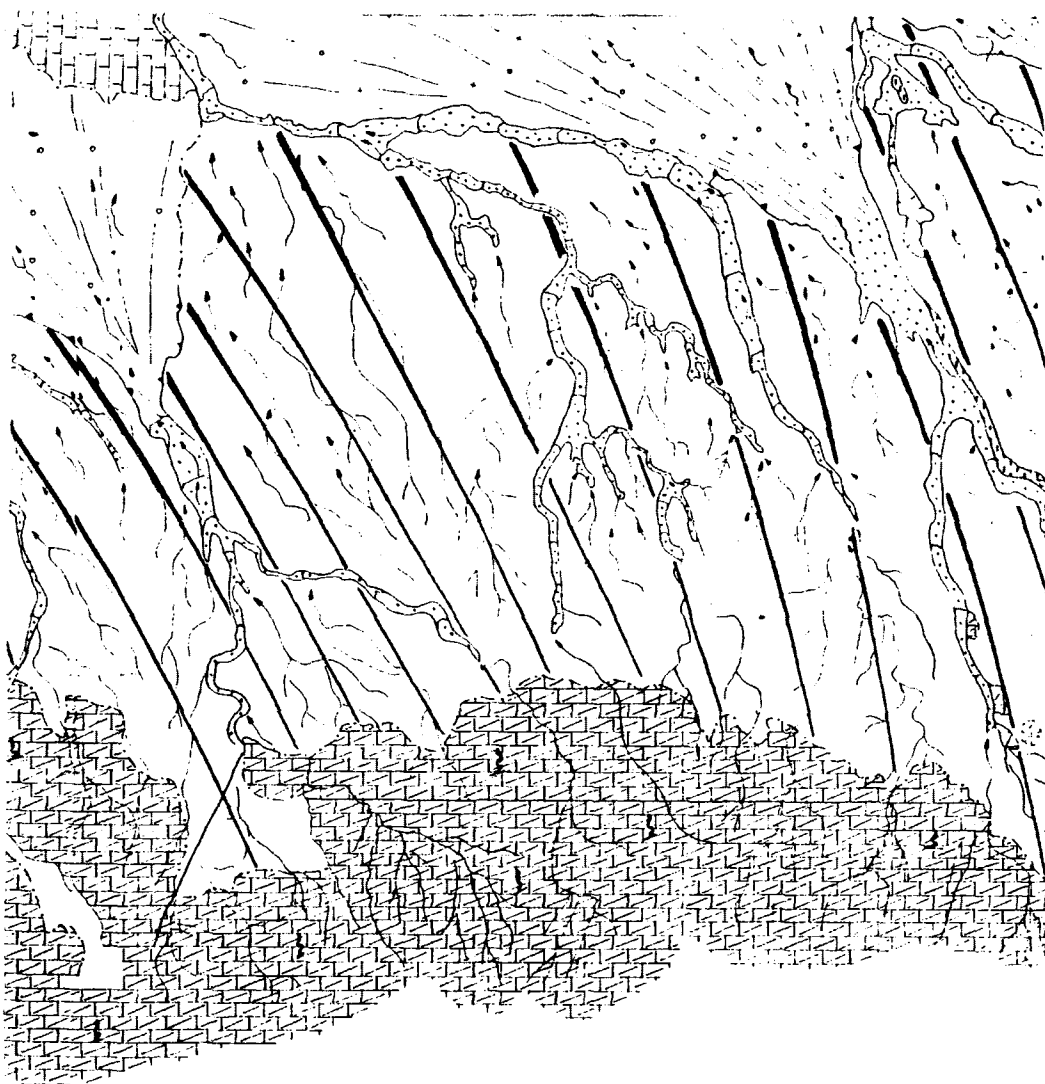
782

783



784

785



786

787

